

**ТИПОМОРФИЗМ
И ПАРАГЕНЕЗИСЫ
МИНЕРАЛОВ
АРМЯНСКОЙ ССР**

ЕРЕВАН 1987

116



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ
ՀԱՄԱԳՈՅԱՑՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ
ՏԻՊՈՄՈՐՖԻԶՄԸ

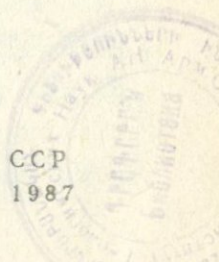
АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

175

ТИПОМОРФИЗМ
И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ
АРМЯНСКОЙ ССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1987



Печатается по решению ученого совета Института геологических наук АН Армянской ССР

Редакционная коллегия:

Г.О.Григорян, С.А.Зограбян, К.А.Карамян, А.И.Карапетян, К.И.Карапетян, Б.М.Меликсетян (ответ.редактор), Р.Л.Меликсян, И.Х.Петросов, Г.О.Пиджян, М.А.Сатян, Н.С.Хачатрян, З.О.Чибухчян (ответ.секретарь), К.Г.Ширинян (зам.ответ.редактора).

Книгу рекомендовали к печати рецензенты: кандидаты геолого-минералогических наук Г.А.Казарян, М.Т.Бояджян.

Сборник, являющийся вып. II "Записок Армянского отделения ВМО", содержит материалы по типоморфизму, парагенезисам минералов и зональности минералообразования магматических и рудных формаций Армянской ССР. Приводятся результаты детальных минералогических исследований, выполненных микровзондовым и рентгеноспектральным методами.

В сборник вошли доклады, прочитанные на научной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения академика А.Е.Феромана, а также статьи по некоторым вопросам геологии республики.

Сборник рассчитан на специалистов, занимающихся вопросами минералогии, геохимии и рудных месторождений.

Т 1903020000 64 - 87
703 (02) - 87

**ВЫДАЮЩИЙСЯ УЧЕНЫЙ, ПЕДАГОГ И ОРГАНИЗАТОР НАУКИ
АКАДЕМИК АН АРМЯНСКОЙ ССР И.Г.МАГАКЬЯН**



Широка и многогранна творческая деятельность Ивана Георгиевича Магакьяна, видного советского ученого, неустоимого исследователя минеральных богатств нашей страны, организатора науки, лауреата Государственных премий СССР и Армянской ССР, заслуженного деятеля науки и техники республики, академика АН Армянской ССР, бесомненного председателя и ответственного редактора "Записок" Армянского отделения, почетного члена Всесоюзного минералогического общества.

Он внес большой вклад в разработку теоретических основ науки о рудных месторождениях. Опубликованные им многочисленные труды (монографии, учебники, статьи и др.), получили признание и высокую оценку научной геологической общественности в нашей стране и за рубежом. Целый ряд научных работ И.Г.Магакьяна переведен на немецкий, английский, французский, японский, китайский языки, а книга "Рудные месторождения" была переведена и издана на китайском /КНР, 1957/, армянском /1958/ и английском /США, 1968/ языках.

Первые металлогенические исследования И.Г.Магакьяна связаны с Таджикско-Памирской экспедицией АН СССР /1935-1940 гг./; одновременно он был ассистентом кафедры месторождений полезных ископаемых Ленинградского горного института.

В 1940 г. результаты исследований были обобщены в кандидатской диссертации "Металлоносность скарновых зон Зеравшано-Гиссарской горной области", а также в монографии "Минералогия, геохимия и генезис скарновых зон Зеравшанского хребта"/1940/.

И.Г.Магакьян в 1941-1942 гг. участвовал в боях на фронтах Великой Отечественной войны и после тяжелого ранения переехал в Ереван и начал работать в Институте геологических наук АН Армянской ССР старшим научным сотрудником, заведующим отделом полезных ископаемых, а с 1947 г. — заместителем директора по научной части. В 1948 г. И.Г.Магакьян блестяще защищает докторскую диссертацию по металлогении Армении и в том же году избирается академиком АН АрмССР и профессором Ленинградского горного института. В 1957 г. он избирается академиком-секретарем отделения технических наук, а с 1963 г. до конца своих дней — отделения Наук о Земле.

Работы И.Г.Магакьяна "Алавердский тип оруденения и его руды" (1947), "Металлогения Армении" (1950), "Основы металлогении материков" (1959), "Металлогеническая карта мира" (1960), "Металлогения" (1974, 1978), принесли ему широкую известность. Принципы металлогенического анализа на историко-эволюционной основе, очень близкие к принципам Ю.А.Билибина, получили широкое развитие в трудах И.Г.Магакьяна и по существу стали теоретической основой металлогенической науки.

Крупным вкладом в учение о рудных формациях явились разработанные И.Г.Магакьяном принципы выделения и систематики рудных формаций (48 типов) и рудных провинций (5 типов). Труды в этой области, опубликованные в ЗВМО (вып. 5, 1967) и в виде отдельной монографии "Типы рудных провинций и рудных формаций СССР" (1969), имели большое значение при проведении целеустремленных прогнозно-металлогенических исследований на новом этапе развития геологической науки.

Важнейшим достижением является выделение рядов рудных формаций, возникающих на определенных этапах развития геологических структур в той или иной тектонической обстановке, что позволяет прогнозировать недостающие члены ряда в новых рудных районах ("Типы рудных формаций и провинций СССР"). Составленные им прогнозно-металлогенические карты территории республики легли в основу оценки различных формационных типов руд и расширения границ поисково-разведочных работ.

Исследователи Малого Кавказа и Армении знали Ивана Георгиевича Магакьяна как основателя и руководителя регионально-металлогенических исследований, направленных на систематическое

изучение условий формирования и закономерностей размещения рудных формаций в тесной связи с тектоникой, магматизмом и историей развития территорий Грузии, Азербайджана и сопредельных стран — Турции и Ирана. Им было обосновано выделение тектономагматических и металлогенических комплексов, образующих рудные пояса и зоны, для которых даны перспективы поисков новых рудоносных площадей (Алаверды-Кафанский, Севано-Амасийский и Памбак-Зангезурский).

В целях расширения минерально-сырьевой базы республики И.Г.Магакьян постоянно общался с производственными геологическими организациями, консультировал поисково-разведочные работы. Именно тесная творческая связь с геолого-производственными организациями привела к открытию и промышленной оценке месторождений медно-молибденовых руд в Зангезуре, золота и железа в Северной Армении.

Значительны заслуги И.Г.Магакьяна в исследованиях по минералогии и геохимии рудных формаций Армении. Опубликованные им работы "Редкие, рассеянные и редкоземельные элементы" (1971) и "Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР" (1972) сыграли большую роль в выяснении закономерностей распределения и условий концентраций этих элементов в различных минеральных типах руд, месторождениях и формациях; в них определены пути комплексного использования руд и извлечения из них ценных примесей. За коллективную монографию "Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР" И.Г.Магакьяну в 1976 г. была присуждена Государственная премия Армянской ССР в области науки.

И.Г.Магакьян, будучи прекрасным минералогом, приложил много усилий и сыграл значительную роль в развитии и внедрении минералого-геохимических исследований в Армении. Начиная с 1937 г. и до конца жизни им был опубликован ряд монографических работ и научных статей по отдельным минералам и минеральному составу отдельных рудных формаций. В 1972 г. вышла книга И.Г.Магакьяна "Минераграфия" (на арм.яз.).

В 1956 г. по инициативе И.Г.Магакьяна было основано Армянское отделение Всесоюзного Минералогического общества — одно из первых региональных отделений в СССР, насчитывавшее в настоящее время более 100 действительных членов. На протяжении

более 25 лет он был членом ученого совета и почетным членом ВМО и бессменным председателем Армянского отделения ВМО, главным редактором сборников, вышедших в виде 10 номеров "Записок Армянского отделения ВМО".

Большой заслугой И.Г.Магакьяна явилась подготовка и редактирование коллективной монографии "Минералы рудных формаций Армянской ССР" (в двух томах), в которой обобщены все существующие данные по минералам руд, условиям их образования, парагенезисам, типоморфным, структурно-текстурным и генетическим особенностям. Она стала ценным пособием для поисковиков-разведчиков, технологов, научных работников при оценке перспектив рудных месторождений различных формаций и разработке схем извлечения всех ценных компонентов и будет весомым вкладом в проблему региональной минералогии.

Талант И.Г.Магакьяна как прекрасного лектора известен у нас в стране и за рубежом. Несколько поколений студентов и аспирантов Ереванского Государственного университета и Ленинградского горного института помнят яркие, лаконичные и глубокосодержательные лекции И.Г.Магакьяна по металлогении, а его учебник по рудным месторождениям, выдержавший несколько изданий, до сих пор является одним из основных руководств для студентов геологических специальностей.

И.Г.Магакьян, будучи председателем общества "Знание" АН Арм. ССР и одним из лучших лекторов, в 1972 г. был удостоен медали С.И.Вавилова - основателя и первого председателя Всесоюзного общества "Знание".

И.Г.Магакьян читал курс лекций по "Металлогении" в Софийском Университете (НРБ, 1970), во Франции (1971), в Высшей горной школе и университетах Парижа, Клермон-Феррана и Орлеана, Свободно владея, кроме русского и армянского, немецким, английским и, особенно, французскими языками, И.Г.Магакьян выступал в прениях и с докладами на многих международных форумах, где он блестяще пропагандировал достижения советской металлогенической науки. Он принимал участие в составе делегации АН СССР на торжествах по случаю 300-летнего юбилея английского Королевского Общества (Лондон, 1960), выступал с докладами в Копенгагене (Дания, 1960), Праге (ЧССР, 1968), Монреале (Канада, 1972) и участвовал в работах XXI, XXII, XXIV сессий Международного

геологического конгресса с докладами, участвовал на IX и X Конгрессе Карпато-Балканской геологической ассоциации (НР, 1969; ЧССР, 1973), а также был докладчиком на симпозиумах Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (IAGOD) в Сент-Эндрьюсе (Шотландия, 1969), в Токио и Кито (Япония, 1970).

Одновременно с научной и педагогической деятельностью И.Г.Магакьян вел большую общественную работу. Избирался депутатом Верховного Совета АрмССР IV созыва и в 1962 г. являлся членом Центральной избирательной комиссии по Выборам в Верховный Совет СССР. Он редактировал и рецензировал многие труды видных ученых и геологов, под его руководством в Армении была создана металлогеническая школа, многие из его учеников защитили кандидатские и докторские диссертации и возглавляют в разных организациях направления по металлогении рудных месторождений и геохимии руд.

Ратные подвиги И.Г.Магакьяна и большой его вклад в развитие геологической науки и подготовку высококвалифицированных кадров были отмечены высокими правительственными наградами — орденами "Красной Звезды", "Знак Почета", "Трудового Красного Знамени" и многими медалями.

Академик АН АрмССР И.Г.Магакьян был одним из крупных и общепризнанных ученых в области учения о рудных месторождениях, металлогении, минералогии, геохимии. Еще многие поколения геологов будут пользоваться прекрасными, глубоко содержательными основополагающими трудами этого замечательного ученого и человека. В некрологе, опубликованном в "Записках Всесоюзного минералогического общества" (№ 3, 1982), высоко оценивая заслуги И.Г.Магакьяна как видного ученого, сказано: "Смерть вырвала Ивана Георгиевича из наших рядов, но не из наших сердец. Фундаментальные исследования И.Г.Магакьяна являются надежной почвой для произрастания новых идей, возникновения новых направлений в учении о закономерностях образования и размещения месторождений полезных ископаемых".

Ш.О.Амирян

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР.

Парагенетические соотношения минералов имеют важное значение в решении теоретических вопросов эндогенного рудообразования и выполнении практических задач. Эти соотношения определяются физико-химическими параметрами гидротермальных минералообразующих растворов (состав, характер, температура, концентрация, давление) и поведением химических элементов в них.

Анализ парагенетических соотношений минералов является важнейшим условием выяснения генезиса руд и закономерностей их распределения во времени и в пространстве. Кроме того, парагенезис минералов служит основой систематики рудных месторождений, так как определенные рудные формации характеризуются типоморфными парагенезисами минералов, отличающимися сходной последовательностью выделения из рудообразующих растворов.

Решение проблемы парагенезиса минералов имеет не только научное, но и практическое значение для прогноза оруденения, определения направления поисково-разведочных работ и разработки технологических схем переработки руд и извлечения из них всех ценных компонентов.

Основы учения о парагенезисах минералов были заложены А.Брейтгауптом, а в дальнейшем более детально они разработаны А.Г.Бетехтиным (1949, 1951), Д.С.Коржинским (1940, 1957), Н.В.Петровской (1955, 1967) и другими. Сначала под термином "парагенезис" подразумевалось совместное нахождение минералов на данном месторождении вообще (В.И.Севергин, В.И.Вернадский и др.). В настоящее время, в результате накопления огромного фактического материала и развития методов изучения и анализа руд, под термином "парагенезис минералов" понимается такое совместное нахождение минералов, которое обусловлено общностью их

происхождения (А.Г.Бетехтин, Г.Шнейдерхейн, Н.В.Петровская и др). По мнению ряда исследователей (А.Д.Генкин и др., 1982), применительно к гидротермальным рудам понятие парагенезис — это совокупность минералов, возникших одновременно или последовательно в диапазоне физико-химических условий, определяющих возможность их образования без резко выраженных признаков неравновесности. Как нам кажется, это определение, которое является более приемлемым, страдает некоторыми недостатками. Во-первых, одновременность выделения минералов в природных объектах наблюдается редко, во-вторых, равновесность в изменчивых физико-химических системах, какими являются минералообразующие растворы, вряд ли может существовать. Изменение равновесности гидротермальной системы (концентрации, состава, температуры, давления, окислительно-восстановительного потенциала, кислотности и щелочности растворов) как раз и приводит к последовательному отложению минералов. Следовательно, по нашему мнению, парагенезис — это ассоциация минералов, образованная в результате последовательного отложения минералов из одной порции гидротермальных растворов. В результате последовательного отложения минералов нередко ранее выделенные минералы, особенно пирит, арсенопирит и сфалерит, подвергаются катаклазу, замещению и цементации последующими минералами. Однако всецелое дробление и бракирование агрегатов данного парагенезиса не происходит. Очевидно, такие микрокатакластические явления на отдельных минералах не могут служить основанием выделения парагенезисов минералов.

При многостадийном процессе рудообразования после каждой стадии минерализации происходят новые тектонические подвижки, в результате чего продукты предыдущих стадий подвергаются дроблению. По-видимому, одновременно происходит изменение в характере развития рудогенерирующего источника, поэтому новое трещинообразование сопровождается выделением новых порций растворов несколько иного состава и характера, послуживших причиной отложения новых парагенезисов. Отложение минералов происходит или по новым трещинам, или же вдоль прежних. В последнем случае создаются сложные структурно-текстурные рисунки, анализ которых позволяет выделить различные парагенезисы и восстановить ход процессов минералообразования.

В изучении парагенетических соотношений минералов значительные успехи достигнуты при исследовании руд золоторудных месторождений Армянской ССР (Амирян Ш.О., 1960-1972). Результаты этих исследований позволили золоторудные месторождения подразделить на ряд формаций, выявить закономерности проявления и локализации опраделенных формаций и минеральных типов руд, отметить наиболее перспективные участки золоторудной минерализации, выработать минералого-геохимические критерии их оценки. Эти исследования послужили основой разработки соответствующих технологических схем переработки руд.

Среди золоторудных месторождений Армянской ССР выделяются следующие формации руд: кварц-золото-сульфидно-теллуридовая, кварц-золото-сульфидная (золото-полисульфидная, золото-полиметаллическая), кварц-золото-молибденит-шешитовая, кварц-золото-антимонит-сульфоантимонитовая, золото-кварцевая, золотоносные вторичные кварциты (эндогенные формации); золотоносная железная шляпа сульфидных (колчеданных и полиметаллических) месторождений и золотоносные россыпи (аллювиальные, элювиальные, делювиальные и пролювиальные; экзогенные формации).

Характерные парагенезисы минералов золоторудных формаций приведены в таблице I.

Для золотоносной железной шляпы характерными парагенезисами минералов являются самородное золото, окислы, гидроксиды, карбонаты и сульфаты железа, меди, свинца, цинка, сурьмы, мышьяка и других элементов, а золотоносных россыпей - самородное золото, магнетит, ортит, ильменит, офеит, нередко галенит, шешит, хромит, теллуриды, пирит, сфалерит, апатит и другие.

Отмеченные парагенезисы минералов на каждом конкретном месторождении являются результатом проявления самостоятельных стадий рудного процесса: Имея сложены жилы, прожилки, гнезда. Нередко они проявляются совместно, образуя зоны прожилково-вкрапленной минерализации, сложные жилы и жильные зоны.

В одноименных парагенезисах различных формаций последовательность выделения минералов обычно имеет идентичный характер. В начале стадии минерализации выделяется кварц, а затем последовательно следуют пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, галенит, сульфосоли, теллуриды, самородное золото, самородное серебро и карбонаты.

Т а б л и ц а I

Эндегенные золоторудные формации и парагенетические ассоциации минералов

Формации руд	Парагенетические ассоциации минералов	Месторождение
Кварц-золото-сульфидно-теллуридовая	Кварцевый, кварц-карбонатный, кварц-золото-пирит-арсенопирит-сфалеритовый, кварц-карбонат-пиритовый, кварц-карбонат-золото-пирит-халькопиритовый, кварц-карбонат-сфалерит-галенит-золото-тениантит-тетраэдритовый, кварц-золото-антимонит-сульфоантимонитовый, кварц-карбонат-золото-теллуридовый, кварц-карбонат-реальгар-аурипигментовый	Зод, Мег-радзор
Кварц-золото-сульфидная (полиметаллическая)	Кварцевый, карбонатный, кварц-пиритовый, кварц-карбонат-золото-пирит-халькопиритовый, кварц-золото-арсенопиритовый, кварц-карбонат-золото-халькопирит-сфалерит-галенитовый, гипс-карбонат-цеолитовый	Тей-Дичквас, Шаумян, Арманис, Лали-гих
Кварц-золото-молибденит-шеелитовая	Кварцевый, карбонатный, кварц-пиритовый, кварц-золото-шеелитовый, кварц-молибденитовый, кварц-карбонат-золото-арсенопирит-халькопирит-сфалерит-галенитовый (с теллуридами)	Гамзачиман
Кварц-золото-антимонит-сульфоантимонитовая	Кварцевый, карбонатный, кварц-пиритовый, кварц-карбонат-золото-пирит-халькопиритовый, кварц-карбонат-золото-сфалерит-галенитовый, кварц-золото-сульфоантимонитовый, кварц-карбонат-золото-антимонитовый, гипс-баритовый	Азатек, Софи-бина
Золото-кварцевая	Кварцевый, кварц-карбонатный, кварц-золото-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовый (малосульфидный)	Капутсар, Ванкидзор, Зар
Золотоносных вторичных кварцитов	Кварц-алунит-диаспор-джикит-пиррофилитовый, кварц-золото-пирит-халькопирит-анартит-галенит-сфалеритовый (малосульфидный)	Каварт, Казачий бугор, Нивади

Обычно последовательное отложение минералов в парагенезисах сопровождается понижением температуры и обычно завершается отложением карбонатов, гипса, цеолитов, ангидрита. К началу следующей стадии минерализации, т.е. до отложения нового парагенезиса происходит изменение состава парагенезиса от карбонатных, гипсовых, цеолитовых к кварцевым. По-видимому, в течение отложения парагенезиса минералов меняется состав и характер растворов, что отражается в составе минералов и околорудных метасоматитах.

Выше указана общая схема последовательности выделения минералов; появление в ней новых минералов или отсутствие других не нарушают общий порядок их выделения. Детальные схемы стадийности рудообразования и последовательности отложения минералов приведены и в других работах автора (Амирян Ш.О., 1960-1980).

Следует отметить, что нередко в одних и тех же парагенезисах наблюдаются несколько генераций одного и того же минерала (кварц, карбонат, пирит, халькопирит, сфалерит, золото и другие), которые отличаются оптическими и физическими свойствами, формой, примесями и взаимоотношениями с другими минералами парагенезиса. В таких случаях последовательность выделения минералов несколько нарушается и приходится говорить о существовании нескольких парагенезисов в продуктах одной и той же стадии минерализации.

Последовательность выделения минералов в парагенезисах является выражением более общих закономерностей, характерных для генезиса рудных месторождений и их парагенезисов. Так, в ряду рудных формаций, во времени, наблюдается переход от кварцевых и железорудных месторождений к оловорудным, вольфрамовым, молибденовым, медно-молибденовым, медным, медно-цинковым, полиметаллическим, золото-полиметаллическим, антимонитовым, золото-теллуридовым и т.д. В последовательности выделения парагенезисов эта закономерность проявляется в следующем виде (в общих чертах): сначала образуются кварцевые или алмосиликатовые парагенезисы, а затем кварц-пиритовые, дальше - шеелитовые, молибденитовые, молибденит-халькопиритовые, кварц-пирит-арсенопиритовые, халькопиритовые, халькопирит-сфалеритовые, полиметаллические, золото-полиметаллические, галенитовые, антимонит-сульфoантимонитовые, золото-теллуридовые и другие.

Последовательность образования парагенезисов различна для различных формаций руд. Она несколько нарушается появлением новых парагенезисов, но для различных месторождений одной и той же формации она имеет идентичный характер. В таких случаях различия наблюдаются в количественном проявлении отдельных минералов, их парагенезисов и в минералах-примесях.

Различные парагенезисы отличаются друг от друга не только отношением к отдельным структурам и минеральным составом, но и структурно-текстурными, геохимическими и физико-химическими критериями. Например, не все установленные на золоторудных месторождениях парагенезисы золотоносны. Обычно золотоносными являются один - два и редко три - четыре парагенезиса. Золотоносные парагенезисы в основном относятся к средним и поздним стадиям рудного процесса. А в отдельных парагенезисах, в последовательном ряду выделения минералов, самородное золото занимает одно из последних мест. Оно заполняет трещины и поры сульфидов, арсенидов, сульфосолей, окислов, теллуридов, карбонатов и других минералов, нарастает на их зерна и агрегаты, проникает в межзерновые пространства, промежутки листоватых, пластинчатых минералов. В отдельных случаях наблюдаются более ранние генерации золота, в виде округлых, каплевидных, изометрических выделений в сульфидах и арсенидах.

Самородное золото из различных парагенезисов отличается не только формой выделений и агрегатов, но и пробностью. Так, например, золото из кварц-золото-арсенопиритового парагенезиса, на Зодском месторождении, характеризуется пробой 930, из кварц-карбонат-золото-теллуридового парагенезиса - 84I, а из гипергенного парагенезиса - 953 пробой. В этих парагенезисах различно и золото-серебряное отношение. В кварц-золото-арсенопиритовом парагенезисе оно составляет 1:1,3, в полисульфидном - 1:2,9. Аналогичным образом эти параметры меняются для других парагенезисов из различных золоторудных формаций. Кроме того, различные генерации золота отличаются также элементами-примесями. Это равным образом относится и к другим генерациям одних и тех же минералов. Эти отличия четко отличаются для сфалеритов, арсенопиритов, халькопиритов и галенитов.

На Зодском месторождении арсенопирит из кварц-золото-арсенопиритового парагенезиса характеризуется толстопризматичес-

кими выделениями и крупнозернистыми агрегатами. В этой генерации арсенопирита отмечены низкие содержания никеля, кобальта, свинца, висмута, селена, теллура, серебра, сурьмы. Макротвердость этого арсенопирита составляет от 700 до 1400 кг/мм². Для низкотемпературного арсенопирита из кварц-карбонат-золото-антимонит-сульфоантимонитового парагенезиса характерны тонкие игольчатые призматические выделения, которые образуют радиально-лучистые агрегаты, крестообразные двойники, звездчатые тройники и иные формы. Микротвердость низкотемпературного арсенопирита составляет от 600 до 1200 кг/мм². Эта генерация арсенопирита характеризуется повышенным содержанием золота, серебра, висмута, теллура, никеля, кобальта, сурьмы.

Сфалерит из ранних парагенезисов характеризуется черным, темно-бурым цветом и редкими пойкилитовыми включениями халькопирита. Эта генерация сфалерита содержит повышенные концентрации железа, магния, марганца, свинца, мышьяка и других элементов. В последующих парагенезисах сфалерит светло-бурого, светло-коричневого цвета с многочисленными включениями халькопирита, нередко стannина, являющимися продуктами распада твердых растворов. Эти генерации сфалерита характеризуются повышенным содержанием меди, олова, индия, кадмия, теллура, сурьмы. Такая же картина наблюдается и для других минералов, их генераций из различных формаций руд (Ш.О.Амирян, 1974, 1982).

Температура образования отдельных парагенезисов, выявленная гомогенизацией и декрепитизацией газово-жидких включений, различна. Так, на Тейском золото-сульфидном (золото-полиметаллическом) месторождении температура образования кварц-пирит-халькопиритового парагенезиса составляет 180–390°, кварц-карбонат-золото-халькопирит-сфалерит-галенитового парагенезиса – 180–420°, кварц-золото-арсенопиритового – 180–380°. На Зодском месторождении, по данным газово-жидких включений в кварцах и карбонатах, кварц-золото-арсенопиритовый парагенезис образовался при температуре 330–350°, кварц-карбонат-золото-полисульфидный парагенезис – 290–320°, кварц-карбонат-золото-антимонит-сульфоантимонитовый – 220–240°, кварц-карбонат-золото-теллуридовый при температуре 290–320°, кварц-карбонат-реальгаровый – 190–210°, кварц-кальцитовый – 150–180°, а дорудный кварцевый – при температуре 360–380°C (Г.А.Казарян, С.С.Григорян и др., 1982).

Следует отметить, что С.С.Григоряном (1982) определены также солевые составы растворов включений из каждого парагенезиса. Солевые и газовые компоненты отмеченных включений характеризуются различными концентрациями и составом. Аналогичные данные получены и для Меградзорского и Тейского месторождений. Приведенные выше данные наряду с минералого-геохимическими исследованиями показывают правильность стадийного развития процесса формирования золоторудных месторождений АрмССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирян Ш.О. О вещественном составе руд одного из золоторудных месторождений. Изв.АН АрмССР, серия геол. и геогр.наук, т. XIII, № 3-4, 1960.
2. Амирян Ш.О. К минералогии золоторудных месторождений. ДАН АрмССР, т.XXXI, № I, 1960.
3. Амирян Ш.О., Акопян А.Г. О золоторудной минерализации на одном сурьмяно-полиметаллическом месторождении Айоцзорского рудного района. Науч.-тех. сб.-к. Геол. и гор.дело, № 3-4, 1963.
4. Амирян Ш.О., Карапетян А.И. Минералого-геохимическая характеристика руд Меградзорского золоторудного месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. XVII, № 2, 1964.
5. Амирян Ш.О. К минералогии и золоторудной минерализации Гамзачиманского месторождения. Записки Арм.отд. ВМО, вып. 3, 1966.
6. Амирян Ш.О. Некоторые черты металлогении золота и золотоносные ассоциации минералов в АрмССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, т. XXI, № 4, 1968.
7. Амирян Ш.О., Тунян Г.А. Минералого-геохимическая характеристика руд Тейского золоторудного месторождения. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. № 5, 1971.
8. Амирян Ш.О. Место золоторудного оруденения в ряду рудных формаций АрмССР. Записки Арм. отд. ВМО, вып. 6, 1972.
9. Амирян Ш.О., Карапетян А.И. Парагенезисы золота в месторождениях различных рудных формаций АрмССР. В кн.: "Минералогия самородных элементов", Владивосток, 1980.
10. Амирян Ш.О. Золоторудные формации АрмССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1984.

11. Бетехтин А.Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1949.

12. Бетехтин А.Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов в рудах. Зап. ВМО, вып. 2, 1951.

13. Генкин, А.Д., Добровольская М.Г. и др. Парагенетические ассоциации минералов гидротермальных рудных месторождений и критерии их выделения. Тезисы докладов VI симпозиума МАГРМ, Тбилиси, 1982.

14. Григорян С.С., Козеренко С.В., Манучарянц Б.О. Температурные условия формирования некоторых золоторудных месторождений АрмССР, Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, т. XXXIV, №2, 1981.

15. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, М., 1957.

16. Петровская Н.В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях. Зап. ВМО, т. XXXIV, № 3, 1955.

17. Петровская Н.В. О понятии "парагенетическая минеральная ассоциация". Геол. рудных месторождений, № 2, 1967.

18. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. ИЛ, 1958.

АССОЦИАЦИИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы на территории Армянской ССР входят в состав двух узких дугообразных офиолитовых поясов СЗ простирания — Севанского и Вединского. Севанский пояс прослеживается вдоль Базумского, Ширакского и Севанского хребтов на расстояние около 200 км при ширине от 1 до 15 км, а Вединский пояс на расстояние около 40 км, при ширине от 1 до 7 км в направлении сс. Арташат-Веди и отличается значительно меньшими размерами. Оба пояса продолжаютсЯ на СЗ в Турцию и на ЮВ — в Иран и примыкают таким образом к обширной цепи офиолитов крупной Средиземноморской области.

Детальный анализ геолого-структурных, петрографических, петрохимических, минеральных и металлогенических особенностей Севанского и Вединского офиолитовых поясов позволяет рассматривать их как ассоциации верхнемелового и палеогенового вулканогенно-осадочных, габбро-перидотитового и габбро-диоритового интрузивных комплексов (Абовян, 1981).

Породы габбро-перидотитового интрузивного комплекса составляют около 85% площади распространения интрузивных пород Севанского и Вединского офиолитовых поясов. Они олагают массивы размерами от нескольких десятков метров до 75 кв.км, имеющие линзо- и пластобразные формы, вытянутые в СЗ — общекавказском направлении. Они многофазные и имеют сложный состав. В их строении в различных количественных соотношениях участвуют мафитовые и ультрамафитовые породы. В целом среди пород комплекса ультрамафитовые породы (70%) преобладают над мафитовыми (30%). Ультрамафитовые породы представлены главным образом перидотитами, реже дунитами и пироксенитами. Обычно ультрамафитовые породы в различной степени серпентинизированы, а вдоль контакта с известняками — лиственитизированы. Мафитовые породы пространственно тесно связаны с ультрамафитовыми и представлены различными габбро, габбро-норитами и норитами. Метаморфические породы развивающиеся по мафи-

там представлены амфиболитами и родингитами. Более кислые дифференциаты комплекса имеют подчиненное развитие и представлены габбро-диоритами, кварцевыми диоритами и реже плагиогранитами.

Породы габбро-диоритового интрузивного комплекса занимают около 15% площади выхода интрузивных пород описываемых поясов. Они слагают массивы небольших размеров площадью от сотен кв.м до 3,7 кв.км. По форме это штоко- и пластообразные тела, вытянутые в СЗ направлении. В отличие от многофазных массивов габбро-перидотитового комплекса, массивы габбро-диоритового комплекса имеют однофазное строение, характеризуются довольно простым составом, и представлены габбро, габбро-диоритами и диоритами.

Как известно, при решении различных вопросов петрологии и металлогении магматических комплексов, в качестве дополнительных критериев используются акцессорные минералы. В частности, рассматриваемые интрузивные комплексы, как будет видно ниже, отличаются друг от друга количественным содержанием и химизмом акцессорных минералов.

С целью изучения закономерностей качественного и количественного распределения акцессорных минералов из пород рассматриваемых интрузивных комплексов отобрано около 350 проб-протолочек, исходным весом 10-12 кг. в каждой. Измельчение проб проводилось на щековых и валковых дробилках, промывка - на концентрационном столе, а обработка проб по "габброидной" схеме /Соболев, 1965/.

Детальное изучение протолочек из мафит-ультрамафитовых интрузивных пород офиолитовых поясов Армянской ССР позволило установить в них следующие акцессорные минералы:

а) простые и сложные окислы: магнетит (титаномagnetит, хром-магнетит), хромшпинелид, ильменит (лейкоксен), рутил, гематит, лимонит, ноцит; б) сульфиды: пирит, никель-кобальт пирит, пирротин, пентландит, миллерит, хизлевудит, халькопирит, сфалерит, ковеллин, галенит, киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент; в) силикаты: опен, циркон, гранат; г) гидрокарбонаты: малахит, азурит, артинит, брусит, англезит; д) карбиды: муассанит; е) самородные металлы: никелистое железо (аварунт), самородные - медь, свинец, мышьяк, золото.

Ниже приводится краткая характеристика акцессорных минералов.

а) Простые и сложные окислы:

Магнетит

Магнетит встречается во всех интрузивных породах и представлен магматической (первичной) и вторичной разновидностями.

Первичный магнетит встречается во всех типах пород, в количестве сотен г/т за исключением ультрамафитов. Он образует правильные кристаллы октаэдрического облика размерами до 2 мм с блестящими гранями железно-черного цвета, обладающими синеватой побелостью. Магнетит обычно слагает включения в пироксенах или сростки с пироксеном, амфиболом, биотитом, реже плагиоклазом.

В связи со значительным содержанием титана описанные магнетиты относятся к титаномagnetитам, при этом содержание титана в них возрастает в связи с увеличением кислотности вмещающих их пород. Повышенное содержание титана в титаномagnetитах средних и кислых пород указывает на генетическую связь последних с габброидными породами. Известно, что титаномagnetиты из соответствующих дифференциатов гранитоидной магмы содержат менее 1% TiO_2 (Штейнберг, Фоминых, 1961). В габбро-норитах встречена хромсодержащая разновидность магнетита-хромомagnetита с содержанием Cr - 8,4%.

Вторичный магнетит образуется в результате разложения темных цветных минералов - в ультрамафитовых породах в процессе серпентинизации дунитов, перидотитов и пироксенитов, в мафитовых породах - в результате хлоритизации и амфиболитизации габброидов. Количество его находится в прямой зависимости от степени разложения указанных пород. Вторичный магнетит образует тонкую рудную пыль вдоль пироксеновой спайности в перидотитах, пироксенитах и габброидах и слагает стенки петель в дунитах. Рентгенограмма порошка, выделенного из серпентинизированного дунита, указывает на его принадлежность к типичному магнетиту (Абовян, Борисенко, 1971). Концентрация элементов-примесей во вторичном магнетите из ультрамафитов не превышает их содержания в силикатах, за счет разложения которых они образовались. Содержания Ni, Co и Cr в титаномagnetитах основных и кислых дифференциатов габбро-перидотитового комплексов значительно выше, чем в титаномagnetитах соответствующих пород габбро-диоритового комплекса, что может служить дополнительным подтверждением генетической самостоятельности выделенных магматических комплексов.

Х р о м ш п и н е л и д

Хромшпинелид характерен для ультрамафитовых и некоторых разновидностей мафитовых пород габбро-перидотитового комплекса в количестве от единиц г/т до тысяч г/т.

В относительно свежих разновидностях ультрамафитов хромшпинелид образует правильные октаэдрические кристаллы размерами от 0,1 до 0,5 мм. В серпентинизированных разновидностях зерна приобретают более или менее округлую форму, со сглаженной матовой поверхностью.

Отмечается зависимость состава хромшпинелидов и содержания в них элементов-примесей от состава вмещающих их пород и от положения последних в теле ультрамафитового массива.

И л ь м е н и т

Ильменит встречается в виде единичных знаков в некоторых разновидностях пироксенитов и довольно неравномерно во всех мафитовых породах обоих магматических комплексов, особенно в габбро-диоритовом.

Ильменит слагает зерна неправильной формы в ассоциации с титаномagnetитом, реже кристаллы таблитчатого и октаэдрического облика размерами до 0,6 м. Иногда встречается пластинчатое выделение ильменитина в титаномagnetите в виде продукта распада твердого раствора. Цвет ильменита черный или стально-серый, блеск смолистый, металлоидный, непрозрачен. Измененные зерна с поверхности замещаются лейкоксом серого цвета, а во внутренних частях иногда сохраняются остатки черного ильменита.

Р у т и л

Рутил распространен в виде единичных знаков в измененных пироксенитах, диоритах, плагиогранитах габбро-перидотитового, а также в диоритах габбро-диоритового комплексов. В гидротермально-измененных породах Мумухан-Красарского массива количество его резко возрастает до 65 г/т.

Для кристаллов рутила характерен призматический облик. Цвет — от вишнево-красного до черного, в тонких осколках просвечивает буровато-красным цветом. Размеры зерен рутила достигают до 0,3 мм.

Отсутствие рутила в свежих породах, появление его в изменен-

ных разновидностях и возрастание его количества в гидротермально-измененных породах, по-видимому, связано с деятельностью постмагматических гидротермальных растворов.

Г е м а т и т

Гематит встречается главным образом в гидротермально-измененных породах (сотни г/т), значительно меньше - в серпентинитах, лиственитах и в мафитовых, средних и кислых породах габбро-перидотитового (десятки г/т) и в виде единичных знаков в породах габбро-диоритового комплексов.

Гематит образует пластинчатые, таблитчатые, реже ромбоэдрические кристаллы, иногда пылевидные, и скрытокристаллические или коллоидные скопления. Цвет кристаллических разновидностей железно-черный, скрытокристаллических или коллоидных скоплений - красный. Блеск полуметаллический, в тонких осколках просвечивает густо красным цветом. В габбро, кварцевых диоритах и плагиогранитах отмечаются в различной степени мартитизированные кристаллы магнетита. Размеры зерен гематита достигают 3 мм.

Возникновение гематита в рассматриваемых породах связано с их постмагматическим изменением.

И о ц и т

Иоцит обнаружен в незначительном количестве (единицы г/т) в габбро и габбро-пегматитах габбро-перидотитового и в виде единичных знаков в породах габбро-диоритового комплекса.

Иоцит встречается в виде черных шариков с блестящей поверхностью до 0,3 мм. Части сростки с магнетитом. Иоцит, по-видимому, образовался за счет магнетита в восстановительных условиях.

Л и м о н и т

Лимонит присутствует во всех разновидностях пород габбро-перидотитового комплекса, особенно в их измененных разновидностях. Значительно меньше он встречается в породах габбро-диоритового комплекса.

Лимонит образует псевдоморфозы по магнетиту, пириту и пирротину. Часто, в результате лимонитизации пылевидных выделе-

ний магнетита, серпентиниты и листвениты приобретают коричне-вато-бурый цвет.

б) Сульфиды

П и р и т

Пирит встречается неравномерно во всех разновидностях пород от единичных знаков до 8200 г/т. В породах габбро-перидотитового комплекса наблюдается увеличение количества пирита от ультрамафитовых пород к мафитовым, средним и кислым. Значительное количество пирита отмечается в серпентинитах, лиственитах и гидротермально-измененных породах.

В ультрамафитах и в породах габбро-диоритового комплекса размеры зерен пирита не превышают 0,5 мм, а в остальных типах пород достигают до 5 мм.

Для пиритов из пород габбро-перидотитового комплекса характерно более высокие содержания Cr, Ni, Co, Zn и более низкие содержания Ti, Mn, V по сравнению с пиритами из пород габбро-диоритового комплекса. Кроме того, в пиритах из гидротермально-измененных пород наблюдается привнос Ti, As и B.

Из изложенного ясно, что пириты четко реагируют на состав среды, в которой происходила их кристаллизация, а также на постмагматические процессы, обусловившие гидротермальное изменение вмещающих пород.

П и р р о т и н

Пирротин встречается во всех разновидностях пород от единичных знаков до 600 г/т. Среди пород габбро-перидотитового комплекса количество пирротина увеличивается с возрастанием кислотности пород. В породах габбро-диоритового комплекса количество пирротина вновь резко сокращается.

Пирротин представлен угловатыми, неправильными, крючковатыми и лопатчатыми выделениями размерами от 0,1 до 1,0 мм. Целые кристаллы редки.

Для пирротинов всех пород габбро-перидотитового комплекса характерны довольно высокие содержания Cr, Ni, Co, а содержания Ti, Cu, Zn и Sc возрастает от пирротинов ультрамафитовых пород к пирротинам мафитовых и средних пород.

В породах основного состава пирротин имеет магматическое происхождение — они выделяются последними после силикатов, а

в породах ультрамафитового состава и в гидротермально-измененных породах они имеют эпимагматическое происхождение.

П е н т л а н д и т

Пентландит в количестве единичных знаков обнаружен только в породах габбро-перидотитового комплекса. Наблюдается некоторое увеличение его количества с повышением степени серпентинизации пород (единицы г/т). Наиболее высокое содержание пентландита отмечается в гидротермально-измененных породах (сотни г/т).

Пентландит образует зерна неправильной формы размерами до 0,4 мм. Часто встречаются более мелкие сростки с хромшпинелидом и пирротинном. В рассматриваемых породах пентландит является эпимагматическим минералом и связан с гидротермальными процессами.

М и л л е р и т

Миллерит встречен в виде единичных знаков только среди ультрамафитов, причем количество его увеличивается в связи с повышением степени серпентинизации пород.

Он представлен тонкими пластинчатыми выделениями с неправильными часто изрезанными контурами размерами до 0,2 мм в трещинках аксессуарных хромшпинелидов. Цвет латунно-желтый, иногда с радужной побежалостью. Блеск металлический.

Как и пентландит, миллерит выделяется в более позднюю эпимагматическую стадию, связанную с гидротермальными процессами.

Х и з л е в у д и т

Хизлевудит обнаружен в виде единичных знаков только среди дунитов и перидотитов. Наблюдается увеличение его количества в связи с повышением степени серпентинизации пород (до единиц г/т).

Хизлевудит образует зерна неправильной формы, иногда крючковатые выделения размерами до 1 мм в сростании с пирротинном и особенно часто с аварунитом, за счет которого, по-видимому, и образуется. Цвет — бледножелтый, блеск металлический, магнитен.

Хизлевудит редкий эпимагматический минерал, связанный с про-

цессом серпентинизации, причем источником серы и никеля являлись сами ультрамафитовые породы.

Х а л ь к о п и р и т

Халькопирит встречается в незначительных количествах в породах обоих комплексов от единичных знаков до 8 г/т и в гидротермально-измененных породах до 90 г/т.

Он представлен кристаллами октаэдрического облика или их обломками размерами до 0,5 мм. Цвет латунно-желтый. Встречаются разности, замещенные малахитом и азуритом.

Присутствие халькопирита только в измененных разновидностях пород, вероятно, указывает на его возникновение в эпимагматическую стадию в результате гидротермальных процессов.

Г а л е н и т

Галенит обнаружен только в породах габбро-перидотитового комплекса в количестве от единичных знаков до 32 г/т и в гидротермально-измененных породах до 45 г/т.

Он образует таблитчатые, пластинчатые или кубические зерна размерами до 0,4 мм часто со ступенчатой поверхностью. В результате окисления с поверхности они покрыты белым англезитом.

Приуроченность к измененным разновидностям пород и ассоциация с пиритом и халькопиритом указывает на гидротермальное происхождение галенита.

К и н о в а р ь

Киноварь встречена только в гидротермально-измененных породах от единичных знаков до 30 г/т.

Она представлена примазками и налетами, реже сплошными массами или неправильными зернами размерами до 1 мм.

Ассоциация киновари с пиритом, халькопиритом, карбонатами и кварцем указывает на его гидротермальное происхождение.

С ф а л е р и т

Сфалерит обнаружен в породах габбро-перидотитового комплекса и в гидротермально-измененных породах от единичных знаков до 20 г/т.

В шлихах он представлен остроугольными обломками с остатками граней тетраэдрической формы с хорошо выраженной спайностью, реже цельными кристаллами кубической формы размерами до 0,5 мм.

Ассоциация с пиритом, халькопиритом, галенитом и киноварью позволяет отнести сфалерит к гидротермальному образованию.

А н т и м о н и т

Антимонит встречен только среди пород габбро-перидотитового комплекса Мумухан-Красарского массива в виде единичных зерен.

Он состоит из призматических, игольчатых и неправильной формы кристаллы с вертикальной штриховкой размерами до 0,7 мм, иногда игольчатые кристаллы образуют агрегат радиально-лучистого строения.

Как и другие сульфиды антимонит относится к гидротермальным образованиям.

Р е а л ь г а р и а у р и п и г м е н т ы

Реальгар и аурипигменты встречены среди серпентинитов в виде единичных зерен и среди гидротермально-измененных пород Мумухан-Красарского массива до 50 г/т.

Они представлены призматическими кристаллами размерами до 0,4 мм, на гранях которых наблюдается тонкая штриховка параллельно вертикальной оси. Редко встречаются двойники. При изменении реальгар превращается в аурипигмент.

Реальгар и аурипигмент как и антимонит, образовались в результате поздних гидротермальных процессов.

в) Гидрокарбонаты и карбонаты

М а л а х и т и а з у р и т

Оба минерала обнаружены среди наиболее измененных пород обоих комплексов и лиственитов в количестве от единичных знаков до 10 г/т (малахит) и до 4 г/т (азурит).

Малахит и азурит образуют частичные или полные псевдоморфозы по халькопириту. Формы и размеры их выделений находятся в зависимости от таковых халькопирита.

Б р у с и т и а р т и н и т

Брусит встречен только в серпентинитах в количестве от единичных зерен до 3 г/т (артинит) и 6 г/т (брусит).

Брусит наблюдается в виде чешуйчатых и листоватых образований белого или желтовато-белого цвета размерами до 0,3 мм, а артинит — тонкоигольчатых образований снежно-белого цвета размерами до 0,7 мм.

Оба минерала образовались в результате гидротермального изменения оливина в процессе серпентинизации.

г) С и л и к а т ы

С ф е н и ц и р к о н

Оба минерала встречаются в большинстве пород обоих интрузивных комплексов в количестве от единичных зерен до 3 г/т и в гидротермально-измененных породах до 40 г/т. Наблюдается некоторое увеличение количества сфена при переходе от интрузивных пород к их жильным фациям.

Сфен представлен клиновидными или конвертовидными кристаллами размерами до 0,8 мм, а циркон длиннопризматическими кристаллами с тетрагональными бипирамидами, размерами до 0,5 мм.

Они кристаллизовались в последние моменты магматической стадии после породообразующих силикатов.

Г р а н а т ы

А н д р а д и т и а л ь м а н д и н

Андрадит встречен в некоторых разновидностях серпентинитов в количестве единичных знаков до 7 г/т и в контактово-измененных породах некоторых массивов и габбро-диоритового комплекса до сотен г/т, а альмандин — в перидотитах в количестве от единичных знаков до 5 г/т.

Андрадит из серпентинитов имеет зеленый цвет и ромбо-додекаэдрический облик, часто в комбинации с тетрагон-триоктаэдром, размерами до 2 мм. Коричневато-бурая разновидность андрадита из контактово-измененных пород составляет октаэдрические кристаллы, размерами до 1 мм в ассоциации с магнетитом. Альмандин представлен тетрагон-триоктаэдрическими кристаллами оранжево-красного цвета размерами до 0,6 мм.

Образование зеленой разновидности андрадита связано с воздействием кислых гидротерм на ультрамафиты, коричневатой-бурой - с изменением известняков на контакте с габбровым интрузивом. Альмандин имеет магматическое происхождение и составляет первичную составную часть перидотитов.

д) Самородные металлы

А в а р у и т - никелистое железо

Аваруит наблюдается среди серпентинизированных разностей ультрамафитов в количестве от единичных знаков до десятков г/т. Отмечается резкое возрастание его количества при повышении степени серпентинизации пород.

Он слагает зерна неправильной формы, крючковатые выделения, размерами до 1 мм.

Тесные сростания аваруита с магнетитом и серпентинитом, иногда явные признаки замещения магнетита, указывают на его возникновение за счет магнетита при низкотемпературных восстановительных условиях, при этом источником никеля служили сами ультрамафиты. По мнению П.Рамдора (1962), для образования аваруита, кроме восстановительной среды необходимо также одновременное каталитическое воздействие следов платины.

С а м о р о д н а я м е д ь

Самородная медь обнаружена среди пород габбро-перидотитового комплекса от единичных знаков до 8 г/т.

Она образует неправильные, крючковатые, пластинчатые, иногда моховидные выделения, размерами до 0,7 мм.

Как и аваруит, самородная медь образуется в восстановительных условиях, источником меди служили сульфиды, с которыми она ассоциирует.

С а м о р о д н ы й с в и н е ц

Самородный свинец встречен в большинстве пород обоих интрузивных комплексов в количестве от единичных знаков до 5 г/т.

Он представлен зернами неправильной формы и крючковатыми выделениями размерами до 1 мм.

Самородный свинец также образуется в восстановительных условиях, источником свинца служили галенит и некоторые суль-

фиды меди и железа, в которых галенит встречается в виде механической примеси.

С а м о р о д н ы й м ы ш ь я к

Самородный мышьяк наблюдается среди аподунитовых серпентинитов Мумухан-Красарского массива, к югу от гидротермально-измененных пород сурьмяно-мышьякового месторождения в количестве до 2-3 г/т.

Он встречается в виде пластинчатых выделений, реже кристаллов псевдокубического облика размерами до 0,5 мм.

Образование самородного мышьяка, ассоциирующего с реальгаром, аурипигментом и другими сульфидами, связано с гидротермальным процессом, обусловившим также возникновение сурьмяно-мышьякового месторождения.

С а м о р о д н о е з о л о т о

Самородное золото встречено среди дунитов и перидотитов в количестве единичных знаков.

Оно составляет пластинчатые, реже крычковые выделения размерами до 0,5 мм.

Нахождение самородного золота в относительно свежих ультрамафитах вдали от месторождений золота, по-видимому, указывает на его магматическое происхождение.

е) Фосфаты

А п а т и т

Апатит обнаружен почти во всех разновидностях пород в количестве от единичных зерен до 4 г/т в ультрамафитах и до 280 г/т в мафитах. Отмечается увеличение количества апатита в связи с повышением степени серпентинизации ультрамафитов.

Он представлен хорошо образованными кристаллами удлиненных шестигранных призм или, реже, утолщенных призм короткостолбчатого облика размерами до 0,8 мм.

Для ультрамафитов характерны тонкие иглоподобные бесцветные, почти прозрачные кристаллы апатита размерами до 0,2 мм, а для мафитов - менее удлиненные серые, иногда черные кристаллы с бипирамидами размерами до 0,6 мм, для средних и кислых

пород - короткостолбчатые кристаллы изометрического облика черного цвета с комбинацией бипирамиды и базопинакоида размерами до 0,8 мм.

Наличие в апатите редких земель царицево-иттриевого состава указывает на генетическую связь включающих их пород с основной магмой / Семенов, 1963/.

Выделение кристаллов апатита произошло, по-видимому, одновременно или позже начала кристаллизации породообразующих минералов.

ж) Карбиды

Муассанит

Муассанит встречается в некоторых апоперидотитовых серпентинитах в количестве от единичных знаков до 6 г/т.

В шлихах он имеет форму остроугольных неправильных обломков, реже - удлиненных гексагональных табличек размерами до 0,3 мм.

Ассоциация с хромшпинелидом, гранатом альмандин-пиропового состава указывает на то, что муассанит представляет первичную составную часть перидотитов, образовавшихся в условиях высокого давления и температуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сложные геологические условия образования пород интрузивных комплексов наложили свой отпечаток на процессы кристаллизации в них акцессорных минералов - на их видовой состав, форму, размеры и химические особенности. Сравнение акцессорных минералов однотипных, но в различной степени измененных пород, позволяет установить более широкое разнообразие их видового и количественного содержания в измененных разновидностях и при переходе от интрузивных пород к породам их жильных серий.

Химические особенности акцессорных минералов обусловлены той средой, в которой происходила их кристаллизация. Хромшпинелиды, титаномagnetиты, пириты и пирротины из различных магматических комплексов резко отличаются друг от друга по коли-

чественному распределению ряда элементов-примесей, что может служить надежным геохимическим критерием, который, наряду с геолого-петрографическими факторами, позволяет выделять самостоятельные интрузивные комплексы.

Некоторые акцессорные минералы являются показателями более поздних наложенных гидротермальных процессов и могут служить поисковым признаком на руды мышьяка, сурьмы и ртути.

В зависимости от времени выделения акцессорных минералов различаются пять стадий: ранне- и позднемагматическая, авто-метаморфическая, гидротермальная и гипергенная.

Изучение акцессорных минералов габбро-перидотитового комплекса показывает, что среди них выделяются ассоциации характерные для определенных типов пород: для ультрамафитовых - ассоциация хромшпинелид, вторичный магнетит, аварунит, хизлевудит; для основных - титаномagnetит, иоцит, халькопирит и для обоих типов - хромшпинелид, вторичный магнетит, пирит, пирротин, пентландит, циркон и апатит. В ультрамафитовых породах по сравнению с мафитовыми в целом характерно сокращение видового и количественного содержания акцессорных минералов.

Следует отметить, что ассоциация хромшпинелид-вторичный магнетит-аварунит-хизлевудит указывает на возможность обнаружения самостоятельных минералов группы платины в ультрамафитах Армянской ССР, а ассоциация хромшпинелид-гранат-муассанит позволяет надеяться на их возможную алмазоносность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1981.
2. Абовян С.Б., Борисенко Л.Ф. Новые данные о вторичном магнетите из ультрабазитов Армянской ССР. ДАН АрмССР, т.П, № 4, 1971.
3. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Изд. ИЛ., 1962.
4. Семенов Е.И. Минералогия редких земель. Изд. АН СССР, 1963.
5. Соболев С.Ф. Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. Изд. "Наука", 1965.
6. Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. Состав акцессорного титаномagnetита в различных генетических типах гранитоидов Урала. ДАН СССР, т.139, 1961.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД СРЕДНЕЮРСКИХ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ШАМШАДИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

В проблеме изучения рудоносности вулканогенных (и интрузивных) формаций, комплексов и фаций островных дуг киммерийского и альпийского этапов Малого Кавказа вопросы геохимии являются менее разработанными и представляют собой первоочередную актуальную задачу. Путем изучения геохимических особенностей геологических, магматических формаций, применяя методы математической статистики и теории вероятности в целом, могут быть: выработаны критерии о связи с ними процессов рудообразования; определены данные об источниках рудного вещества; оценены закономерности коррелятивного распределения элементов в различных комплексах и фациях пород; выявлены геохимическая и металлогеническая специализации в процессе эволюции первичных магматогенно-рудно-метасоматических систем - зависимости от типов очагов и извержений вулканов в ходе направленной дифференциации или ликвации исходных магм и т.д. Если в области исследования интрузивных пород Армянской ССР и Малого Кавказа в целом, они были начаты в ранних этапах (С.И.Баласаян, Б.М.Меликсетян, Г.А.Казарян, Г.М.Мкртчян, Р.Л.Мелконян, В.О.Пароникян, Г.В.Мустафаев и др.), то в вулканогенных комплексах, фациях они были детально разработаны в последние годы Г.А.Казаряном, В.О.Пароникяном, Л.В.Оганесяном, А.И.Карапетяном, А.Х.Мнацаканян, Р.Т.Джрбашяном, К.М.Мурадяном и др.

Первые попытки в этом направлении были сделаны автором /1/ в 1966 г., изучившим геохимические и акцессорно-минералогические особенности среднеэоценовых пород и установившим на примере Базумского рудного района Армянской ССР обеднение рудогенными элементами (Cu, Zn, Pb, Ag) продуктив-

ных на колчеданное оруденение дифференцированных вулканогенных комплексов. В Алавердском рудном районе детальные исследования (Р.Л.Малконян, Г.Г.Мирзоян и др.) кислых интрузивных и вулканогенных формаций, комплексов и фаций, при эволюции магматических очагов (J_2 и $J-K_1$ этапов) также привели к выводу об "отсутствии" геохимической специализации, обеднение одних — медью, цинком и обогащение других — свинцом, рудогенными элементами, продуктивных на медноколчеданное, колчеданно-барито-полиметаллическое оруденение, по сравнению с основными и средними их разновидностями.

Материалом для изучения геохимических особенностей пород среднеюрских вулканогенных комплексов и фаций Шамшадинского рудного района послужили результаты количественных спектральных анализов пород из фаций и комплексов отдельных рудных полей. При этом нами ставились задачи проанализировать изменение концентраций Cu , Zn , Pb , Ag , Ni , Co в дифференцированных (см. табл. I) вулканогенных и интрузивных породах/от Б-АБ-А до РД-Р, Г-ЛГ) с целью выявления поведения рудообразующих элементов в процессе ретроспективной гомодромной эволюции вулканизма (при смене метамагматической сульфуризации толеитовых пород к известково-щелочной серии) рассматриваемого рудного района. Для выяснения характера распределения элементов-примесей в породах и минералах отдельных фаций и комплексов, и для сравнения вулканогенных и интрузивных комплексов, было использовано 600 анализов коренных пород (точечных и площадных проб) и 115 анализов акцессорных, порообразующих и рудных минералов, а также основной массы. Результаты анализов пород и минералов сравнивались с кларками этих элементов в соответствующих типах пород по А.П.Виноградову (табл. I).

В настоящее время при металлогенических исследованиях выдвигается на передний план определение местного геохимического фона для выявления и сопоставления специализированных потенциально рудоносных магматических комплексов. С этой целью нами с помощью обработки геохимического материала вероятностно-статистическими математическими методами был высчитан местный геохимический фон (кларк) наиболее характерных для металлогении исследуемого района эле-

Т а б л и ц а I

Оценки параметров распределения основных металлических элементов в породах мезозойских-среднеюрских вулканогенных и интрузивных комплексов и фаций Шамшадинского рудного района.

№ п/п	Наименование комплексов пород и фаций	Индекс	М е д ь			Ц и н к		
			N	%φ	ε	N	%φ	ε
I	Риодацит-риолитовый (РД-Р)	I	70	$\frac{8 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,45	69	$\frac{2,8 \cdot 10^{-3}}{6 \cdot 10^{-3}}$	1,41
	Поверхностная фация (П)	I-I	20	$\frac{7,7 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,51	19	$\frac{2,8 \cdot 10^{-3}}{6 \cdot 10^{-3}}$	1,38
	Жерловая фация (Ж)	I-2	20	$\frac{7,5 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,26	20	$\frac{2,8 \cdot 10^{-3}}{6 \cdot 10^{-3}}$	1,37
	Субвулканическая фация (С)	I-3	30	$\frac{8,2 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,36	30	$\frac{2,8 \cdot 10^{-3}}{6 \cdot 10^{-3}}$	1,48
I.1	Гидротермально-измененные риодацит-риолитовые породы:	II	39	$\frac{6,8 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,26	40	$\frac{2,7 \cdot 10^{-3}}{6 \cdot 10^{-3}}$	1,85
	Поверхностная, промежуточная фации	II-I	24	$\frac{5,5 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,38	24	$\frac{2,2 \cdot 10^{-3}}{6 \cdot 10^{-3}}$	1,39
	Жерловая фация	II-2	15	$\frac{7,2 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,23	16	$\frac{2,9 \cdot 10^{-3}}{6 \cdot 10^{-3}}$	2,46
2	Базальт, андезитобазальт, андезитовый (Б-АБ-А)	III	48	$\frac{15 \cdot 10^{-3}}{5,5 \cdot 10^{-3}}$	1,85	47	$\frac{4,3 \cdot 10^{-3}}{7,2 \cdot 10^{-3}}$	1,49
	Поверхностная фация (П)	III-I	14	$\frac{12 \cdot 10^{-3}}{5,5 \cdot 10^{-3}}$	1,95	14	$\frac{4,3 \cdot 10^{-3}}{7,2 \cdot 10^{-3}}$	1,66
	Жерловая фация (Ж)	III-2	18	$\frac{15 \cdot 10^{-3}}{5,5 \cdot 10^{-3}}$	1,77	17	$\frac{5,2 \cdot 10^{-3}}{7,2 \cdot 10^{-3}}$	1,29
	Субвулканическая фация (С)	III-3	16	$\frac{12 \cdot 10^{-3}}{5,5 \cdot 10^{-3}}$	2,20	16	$\frac{3,7 \cdot 10^{-3}}{7,2 \cdot 10^{-3}}$	1,24
3.	Гранит-лейкогранитовый (Г-ЛГ)	IV	19	$\frac{12 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	2,20	19	$\frac{3 \cdot 10^{-3}}{6 \cdot 10^{-3}}$	1,51

Продолжение таблицы I

С в и н е ц			С е р е б р о			Н и к е л ь			К о б а л ь т		
N	Хф	Е	N	Хф	Е	N	Хф	Е	N	Хф	Е
70	$\frac{1.6 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,57	70	$\frac{4 \cdot 10^{-6}}{5 \cdot 10^{-6}}$	1,48	68	$\frac{23 \cdot 10^{-4}}{8 \cdot 10^{-4}}$	1,60	68	$\frac{2.5 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-4}}$	1,6
20	$\frac{1.9 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,51	20	$\frac{4 \cdot 10^{-6}}{5 \cdot 10^{-6}}$	1,52	20	$\frac{24 \cdot 10^{-4}}{8 \cdot 10^{-4}}$	1,60	20	$\frac{2.3 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-4}}$	1,4
20	$\frac{1.5 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,47	20	$\frac{4 \cdot 10^{-6}}{5 \cdot 10^{-6}}$	1,49	18	$\frac{25 \cdot 10^{-4}}{8 \cdot 10^{-4}}$	1,59	18	$\frac{2.6 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-4}}$	1,8
30	$\frac{1.8 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,58	30	$\frac{4 \cdot 10^{-6}}{5 \cdot 10^{-6}}$	1,43	30	$\frac{22 \cdot 10^{-4}}{8 \cdot 10^{-4}}$	1,65	30	$\frac{2.3 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-4}}$	1,6
41	$\frac{1.5 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,50	43	$\frac{4 \cdot 10^{-6}}{5 \cdot 10^{-6}}$	2,95	43	$\frac{16 \cdot 10^{-4}}{8 \cdot 10^{-4}}$	1,85	38	$\frac{1.4 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-4}}$	1,6
26	$\frac{1.5 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,45	27	$\frac{4 \cdot 10^{-6}}{5 \cdot 10^{-6}}$	2,82	27	$\frac{16 \cdot 10^{-4}}{8 \cdot 10^{-4}}$	1,94	22	$\frac{1.4 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-4}}$	1,7
15	$\frac{1.6 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,58	16	$\frac{4 \cdot 10^{-6}}{5 \cdot 10^{-6}}$	3,28	16	$\frac{15 \cdot 10^{-4}}{8 \cdot 10^{-4}}$	1,71	16	$\frac{1.3 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-4}}$	1,5
48	$\frac{1.9 \cdot 10^{-3}}{1.5 \cdot 10^{-3}}$	1,88	48	$\frac{7 \cdot 10^{-6}}{7 \cdot 10^{-6}}$	1,68	49	$\frac{8.0 \cdot 10^{-3}}{5.5 \cdot 10^{-3}}$	2,03	49	$\frac{0.8 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	3,3
15	$\frac{1.8 \cdot 10^{-3}}{1.5 \cdot 10^{-3}}$	2,02	15	$\frac{6 \cdot 10^{-6}}{7 \cdot 10^{-6}}$	1,30	15	$\frac{7.4 \cdot 10^{-3}}{5.5 \cdot 10^{-3}}$	2,22	15	$\frac{0.7 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	2,47
18	$\frac{2.2 \cdot 10^{-3}}{1.5 \cdot 10^{-3}}$	2,14	18	$\frac{8 \cdot 10^{-6}}{7 \cdot 10^{-6}}$	1,94	18	$\frac{8.3 \cdot 10^{-3}}{5.5 \cdot 10^{-3}}$	1,86	18	$\frac{1.1 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	2,54
15	$\frac{1.7 \cdot 10^{-3}}{1.5 \cdot 10^{-3}}$	1,39	15	$\frac{8 \cdot 10^{-6}}{7 \cdot 10^{-6}}$	1,88	16	$\frac{8.4 \cdot 10^{-3}}{5.5 \cdot 10^{-3}}$	1,87	16	$\frac{0.7 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	3,63
19	$\frac{1.6 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	1,43	18	$\frac{6 \cdot 10^{-6}}{5 \cdot 10^{-6}}$	1,19	16	$\frac{33 \cdot 10^{-4}}{8 \cdot 10^{-4}}$	1,94	19	$\frac{2.4 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-4}}$	1,68

N - Количество проб, по которым определялась величина геохимического фона; Хф(Мк) - Местное значение геохимического фона (в числителе кларк) в весовых %; Е (S) - Стандартный множитель (стандартное или среднеквадратическое отклонение).

Примечание - кларки приведены для кислых, средних и основных пород по данным А.П.Виноградова (1962).

ментов-индикаторов: меди, цинка, свинца, серебра, никеля, кобальта и др.

Определение местного геохимического фона химических элементов в различных горных породах является одной из основных задач при металлогенических исследованиях, так как каждый анализ горной породы характеризуется случайным значением содержаний в нем тех или иных элементов. При объективной оценке местного кларка методом математической статистики становится возможным выявление геохимических особенностей вулканогенных пород (комплексов, фаций) исследуемого района. Обработка полученных аналитических данных методами математической статистики дает также возможность определить вероятностный закон их распределения, позволяет установить наиболее вероятное значение измеряемых величин ($\bar{x}_f$, $\tilde{x}_f$) и пределы их колебаний S , ϵ (стандартное отклонение при нормальном распределении, стандартный множитель при логнормальном распределении).

Из вышеизложенного вытекает, что применение математических методов обработки геохимических информации, значительно повышает достоверность полученных результатов и позволяет осуществить объективную их интерпретацию с петрографическими и петрохимическими данными.

Ниже рассматриваются геохимические особенности пород, составляющих магматические (вулканогенные, вулканогенно-интрузивные) формации, комплексы и фации Шамшадинского рудного района (табл. I).

Содержание элементов, как было констатировано, в пробах из коренных относительно свежих и гидротермально измененных породах определялось методом количественного спектрального анализа. Исходя из металлогенической специализации исследуемого рудного района, нами был определен местный геохимический фон; рассмотрены оценки параметров, закономерности распределения основных металлических элементов (меди, цинка, свинца, серебра, никеля и кобальта) в вышеуказанных породах (см. табл. I). Отдельные фации и комплексы пород охарактеризованы фоновым содержанием и стандартным отклонением отмеченных элементов. Последний показатель имеет важный геохимический смысл, т.к. характеризует степень неравномерности распределения элемента в данной среде. В настоящее время на примере палеозойской колчедановосной провинции Урала, Рудного Алтая установлено, что степень неравномер-

ности распределения элементов в породах возрастает под воздействием процессов анатексиса и метаматматической сульфуризации. (Овчинников, Баранов, Жабин, Гладких и др.). Степень неравномерности распределения элементов при этом является также показателем условий формирования пород. В частности, в хорошо дифференцированных магматических комплексах отдельные элементы распределены более неравномерно, чем в слабо дифференцированных породах (см. табл. I).

Наблюдаемые средние (фоновые) содержания элементов в породах и степень неравномерности их распределения (величина стандартного отклонения) являются величинами интегральными, т.е. отражают конечный результат формирования пород и дальнейших их изменений, обусловленных различными эндогенными факторами и в том числе процессами рудообразования.

Методика обработки результатов наблюдений

Содержание любого химического элемента в породе может быть рассмотрено как значение случайной величины, т.к. до анализа пробы предугадать результат невозможно. В лучшем случае можно на числовой оси указать некоторый интервал, в пределах которого окажется содержание данного элемента в исследуемой пробе.

Многочисленные исследования последних лет показали, что содержание элементов в горных породах могут быть аппроксимировано нормальным или логарифмически нормальным (логнормальным) функциями распределения случайных величин (Н.К.Разумовский, Д.А.Родионов, В.Н.Бондаренко, Р.Шторм и др.). Различие между двумя отмеченными функциями распределений заключается только в том, что в первом случае нормальным распределением аппроксимируется натуральное значение изучаемого свойства (в данном случае содержание какого-либо элемента в определенных горных породах), а во втором случае этой же функцией удовлетворительно описываются логарифмы значений натуральных величин. Причем логнормальное распределение является более общим.

Нормальное (логнормальное) распределение определяется двумя параметрами: α - математическим ожиданием и σ - среднеквадратическим отклонением. Поскольку значения α и σ в большинстве случаев не могут быть вычислены без погрешностей, то на практике ограничиваются вычислением этих оценок-параметров, каковыми соответственно являются $\bar{x}$ (или $\tilde{x}$) - среднеарифметичес-

кое (среднегеометрическое) значением изучаемых величин и S (или ε) - стандартное {или среднее квадратическое} отклонение (стандартный множитель) эмпирического ряда распределения. S^2 - дисперсия.

Учитывая, что распределение элементов лучше аппроксимируется логнормальным законом (что подтверждается критерием согласия χ^2 Пирсона, при уровне значимости $\alpha = 0,05$) все расчеты велись в логарифмах с последующим антилогарифмированием полученных значений $\lg \bar{x}$ и $\lg S$. В результате были получены среднегеометрические (фоновые χ_{Φ}) значения содержания элементов в пробах $\bar{x} = \chi_{\Phi}$ и величина стандартных множителей ε .

Нами принималось во внимание правило трех сигм, которое гласит, что практически все значения (точнее 99,73%) нормально распределенной случайной величины должны укладываться в интервале $\bar{x} \pm 3S$ (для логнормального распределения в интервале $\bar{x} \cdot \varepsilon \pm^3$).

В случае несоблюдения этого правила из выборок были последовательно исключены выходящие за пределы указанного интервала значения и заново определены χ_{Φ} и ε . Это продолжалось до тех пор, пока не было достигнуто выполнение правила трех сигм. Поскольку содержание элемента в пробе является случайной величиной, то оценки параметров эмпирического распределения (χ_{Φ} и ε) тоже являются величинами случайными. Следовательно, сравнение соответствующих оценок, полученных для различных выборок может быть осуществлено методами проверки статистических гипотез (Е.С.Вентцель, Н.В.Смирнов, И.В.Дунин-Барковский, Р.Л.Мидлер, Дж.С.Кан, Р.Шторм и др.).

Для сравнения дисперсий нами использован критерий Фишера (F):

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2}$$

где S_1^2 - большая из двух (S_1^2 ; S_2^2) сравниваемых значений оценок дисперсий. В случае подтверждения однородности (равенства) сравниваемых дисперсий проверка гипотезы о равенстве средних содержаний (фоновых значений) элементов осуществлялась при помощи критерия Стьюдента (t):

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{N_1} + \frac{S_2^2}{N_2}}}$$

где: $\bar{\chi}_1$ и $\bar{\chi}_2$ сравниваемые фоновые значения элементов;

N_1 и N_2 - объем сравниваемых выборок. В тех случаях, когда гипотеза о равенстве дисперсии при помощи критерия Фишера опровергалась, для сравнения фоновых значений был использован критерий, предложенный А.Д.Родионовым. В вышеприведенных выражениях: $\bar{\chi}_1 = 1g \bar{\chi}_1$; $\bar{\chi}_2 = 1g \bar{\chi}_2$; $S_1^2 = 1g S_1^2$; $S_2^2 = 1g S_2^2$. Полученные наблюдаемые значения t_H и F_H сравнивались с их соответствующими табличными значениями t_T и F_T (Н.В.Смирнов, И.В.Дунин-Барковский, Митрапольский, Р.Шторм и др.) при уровне значимости $\alpha = 0,05$.

Таким образом осуществлялась проверка нулевых гипотез:

$$H_0 : S_1^2 = S_2^2$$

$$H_0 : \chi_{\Phi}^{(1)} = \chi_{\Phi}^{(2)}$$

Нулевая гипотеза принималась, если $t_H < t_T$ (при сравнении фоновых значений) или $F_H < F_T$ (при сравнении дисперсий). В противном случае нулевая гипотеза опровергалась. Функции распределения элемента в сравниваемых выборках применялись равными в случае совместного подтверждения гипотез о равенстве дисперсий и средних значений.

Закономерности распределения элементов

Ниже рассмотрим геохимическое поведение отдельных металлических элементов:

М е дь. Результаты анализа данных таблицы I (рис. I, 2) позволяют заключить, что содержание (местный кларк) меди во всех комплексах пород значительно превышает кларковые значения, причем наиболее высокими концентрациями отличаются породы риодацит-риолитового комплекса и их гиповулканические-гипабиссальные интрузивные разности (гранит-лейкограниты, таблица I). Заметных аномальных значений показателя степени неравномерности распределения меди в различных комплексах пород и фациях не наблюдается. Чувствительность спектрального анализа на медь составляет 0,0001%. Наличие меди установлено почти во всех пробах. Примесь меди характерна для всех породообразующих и акцессорных минералов рассматриваемых комплексов и фаций. О формах нахождения этого элемента мы можем судить по дан-

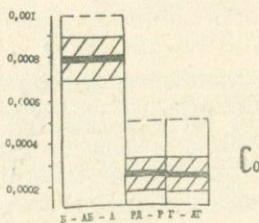
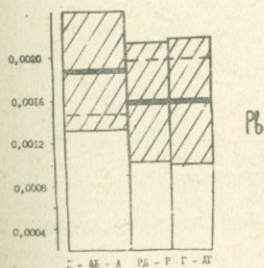
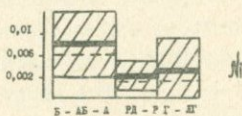
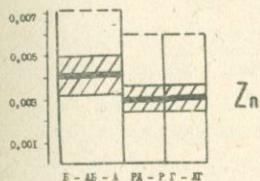
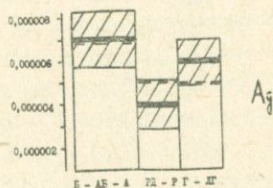
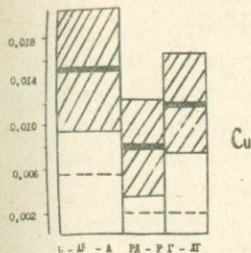


Рис. 1. Распределение рудных элементов (и некоторых элементов группы железа) в среднеюрских вулканогенных (Б-АВ-А - РД-Р) и интрузивных (Г-ЛТ) комплексах. Условные обозначения: сплошной линией (извилистой на рис. 2) показаны средние содержания ("местный кларк"); пунктирной линией показаны величины кларков элементов для кислых, средних и основных пород (по А.П.Виноградову, 1962). Штриховкой указаны доверительные границы.



- 42 -

ным изучения искусственных проб и количественных спектральных анализов ряда акцессорных и породообразующих минералов. В искусственных пробах медь присутствует в виде халькопирита и самородной меди. Главная же масса меди в породах риодацит-риолитового комплекса содержится: в титаномagnetитах (magnetитах) 0,019-0,024%, в интрателлурических кварцах - 0,0001%, в плагиоклазах - 0,001% и в основной массе - 0,001% (поверхностная фация) ; в титаномagnetитах (magnetитах) - 0,01-0,065%, в кварцах 0,0001-0,01%, в плагиоклазах 0,0003-0,01% и в основной массе 0,0003-0,01% (жерловая фация) ; в титаномagnetитах (magnetитах) 0,01-0,07%, в кварцах 0,0006-0,0009%, в плагиоклазах 0,0002-0,0004% и в основной массе 0,0004-0,0006% (субвулканическая фация) ; а также в виде примесей титаномagnetитах-magnetитах 0,021-0,35%, в кварцах 0,0001-0,0011% гиповулканической-гипабиссальной фации. Такие закономерности распределения содержания меди (от более ранних минералов к более поздним), в магматическом очаге, породившем последовательно дифференцированные колчеданосные вулканогенные комплексы (Б-АБ-А=15·10⁻³ до РД-Р=8·10⁻³) свидетельствуют о том, что часть акцессорной меди была захвачена еще в магматическую стадию и, следовательно, исходная магма (известково-щелочная серия с толеитовой тенденцией), из которой образовались породы отдельных фаций рассматриваемых комплексов, была обогащена медью (табл. I).

Ц и н к. Местный геохимический фон цинка почти во всех породах примерно в два раза ниже кларковых значений (по А.В.Виноградову, для кислых пород - 0,006%) и составляет 0,0028% (РД, Р), 0,0043% (Б-АБ-А). Распределение этого элемента характеризуется высокой и очень близкой для различных фациальных типов пород равномерностью (табл. I, рис. I, 2). Только жерловая фация гидротермально измененных риодацит-риолитовых пород отличается сравнительно более высокой степенью неравномерности распределения цинка. Геохимическая характеристика этого элемента тесно связана с поведением Mg^{2+} , Fe^{2+} , что приводит к накоплению цинка в минералах этих элементов. Например, в титаномagnetите (magnetите) содержится 0,042% (поверхностная фация), 0,1-0,32% (жерловая фация), 0,01-0,075% (субвулканическая фация) и 0,018-0,024% (гиповулканическая-гипабиссальная). А в кварцах, плагиоклазах и основной массе содержание цинка 0,005%

(почти во всех фациальных разновидностях; только в гипабиссальных фациях - 0,008% (в кварцах)). Результаты приведенных анализов, а также наличие акцессорного сфалерита, самородного цинка, говорят о наличии цинка в породах риодацит-риолитового комплекса еще в родоначальную магматическую стадию.

С в и н е ц и с е р е б р о. Фоновые значения этих элементов почти совпадают с кларками (см. табл. I). Распределение эти элементы достаточно равномерно во всех породах. Небольшим превышением степени неравномерности распределения серебра отличаются гидротермально измененные риодацит-риолитовые породы.

Местный кларк свинца в риодацит-риолитовых образованиях составляет 0,0016%, в поверхностной, жерловой, субвулканической фациях соответственно: 0,0019%, 0,0015%, 0,0018%, что соответствует кларку этого элемента - 0,002% для кислых пород.

Наличие свинца установлено в 90% всех проанализированных акцессорных и породообразующих минералов. Свинец присутствует в виде акцессорного галенита и самородного свинца. Свинец установлен в титаномагнетите (магнетите) риодацит-риолитового комплекса соответственно в фациях: поверхностной - 0,0018%, жерловой - 0,0013-0,0042%, субвулканической - 0,0024-0,0075%. Сравнительно небольшая концентрация свинца обнаружена в интрателлурическом кварце: 0,0006-0,001% (жерловая, субвулканическая фация), в основной массе: 0,0006-0,0012% (жерловая фация), 0,0006-0,0009% (субвулканическая фация). В гипабиссальном-интрузивном комплексе свинец установлен в титаномагнетите-магнетите: 0,001-0,002%.

Содержание серебра в породах различных фаций риодацит-риолитового комплекса в подавляющем большинстве случаев находится ниже и в пределах чувствительности анализа. В редких случаях оно превышает этот предел. В титаномагнетите-магнетите риодацит-риолитового комплекса установлено серебро в $56 \cdot 10^{-7}$ - $75 \cdot 10^{-7}$ % (поверхностная-субвулканическая фация). В породах базальт, андезит-базальт, андезитового комплекса содержится: свинца $1,9 \cdot 10^{-2}$ %, серебра $7 \cdot 10^{-6}$ %.

Из вышеизложенного вытекает, что геохимическая специализация пород различных фаций риодацит-риолитового и др. комплексов выражается в существовании металлических элементов (медь, цинк, свинец, серебро) в виде собственных акцессорных минералов и в

присутствии их в виде примесей в первичных акцессорных и порообразующих минералов, что свидетельствует о богатстве исходной ("родоначальной") последовательно дифференцированной магмы этими элементами /3/.

Н и к е л ь. Из анализа вышеприведенной таблицы I и рис. 1,2 вытекает, что во всех породах, кроме пород базальт, андезито-базальт-андезитового комплекса, содержание никеля заметно выше кларковых. Породы базальт, андезито-базальт-андезитового комплекса содержат никель в количествах, сопоставимых (или незначительно превышающих) с кларковыми значениями. Этот элемент распределен во всех породах достаточно равномерно.

К о б а л ь т. В отличие от никеля содержание кобальта в 2-3 раза ниже по сравнению с соответствующими кларковыми значениями (см. табл. I и рис. 1,2). Здесь тоже выделяется базальт, андезито-базальт-андезитовый комплекс с близкларковыми значениями содержания элемента. При этом этот комплекс пород характеризуется также в некоторой степени повышенными значениями показателя неравномерности распределения кобальта.

Сравнительная характеристика распределения элементов

Представляет определенный интерес сопоставление особенностей распределения рассмотренных выше элементов в породах Шамшадинского рудного района (см. табл. I и рис. 1,2). Породы рудного района характеризуются резко повышенным значением фона меди и никеля. Обратная тенденция наблюдается для цинка и кобальта. В гидротермально измененных породах четких тенденций не обнаруживается. Здесь происходит заметное (1,5-2 раза) снижение содержания никеля, кобальта и лишь незначительное уменьшение содержания меди, отчасти свинца. При этом заметно выраженных изменений в степени неравномерности распределения этих элементов не наблюдается, за исключением никеля, который проявляет слабо заметную тенденцию к увеличению степени неравномерности распределения в гидротермально измененных разностях пород.

Содержание цинка и серебра фактически одинаково как в неизмененных, так и гидротермально измененных породах рассматрива-

емого рудного района, но степень неравномерности распределения этих элементов, естественно, больше в гидротермально измененных разностях пород.

Выявление закономерностей распределения элементов методом проверки статистических гипотез.

Выше закономерности распределения элементов рассматривались путем простого сопоставления параметров распределения и кларковых значений. Поскольку полученные оценки параметров (χ^2 и ε), как и первичные фактографические данные, на основе которых они выведены, являются случайными величинами, то их сравнение в различных породах (комплексов и фаций) было осуществлено методами проверки статистических гипотез. Такая проверка позволяет ответить на вопрос о том, насколько существенны наблюдаемые различия значений параметров распределения, носят ли они закономерный характер или же являются случайными, обусловленными природными колебаниями (флуктуациями) распределения элементов в изучаемой среде и погрешностями применяемых методов изучения данной среды.

Результаты сравнения χ^2 и ε методом проверки статистических гипотез при помощи t критерия Стюдента и F критерия Фишера не приведены. В связи с этим здесь коротко остановимся на тех выводах, которые можно сделать на основе этого сравнения.

Сравнение измененных пород риодацит-риолитового комплекса со своими неизмененными аналогами показывает, что фоновые значения только никеля и кобальта заметно повышены в измененных разностях пород. Вместе с тем распределение меди, цинка и никеля в измененных породах характеризуется значительной неравномерностью, а серебро более неравномерно распределено в измененных разновидностях пород. Степень неравномерности распределения свинца и кобальта одинаковы как в неизмененных, так и в гидротермально измененных породах риодацито-риолитового комплекса (табл. I).

Статистическое сравнение оценок параметров распределения элементов в различных фациях риодацито-риолитового комплекса показывает достаточную их близость. Заметные, не случайные различия отмечаются только для меди, свинца и кобальта. Эти отличия выражаются в следующем. Фоновое значение свинца и степень неравномерности распределения меди в поверхностной фации значительно выше

по сравнению с жерловой, а кобальт распределен более неравномерно в жерловой фации по сравнению с поверхностной фацией (см. табл. I).

Покровные и жерловые фации гидротермально измененных пород риодацит-риодитового комплекса тоже достаточно близки по геохимическому спектру рассматриваемых элементов. Различия заключаются только в том, что фоновое значение меди в породах жерловой фации значительно больше по сравнению с фоновым значением этого элемента в породах покровной фации. Медь и цинк более неравномерно распределены в породах поверхностной фации (табл. I, рис. 2).

Сравнение распределения элементов в поверхностной, жерловой и субвулканической фациях базальт, андезитобазальт, андезитового комплекса (см. табл. I, рис. 2) позволяет установить, что фоновые значения рассмотренных элементов в большинстве случаев не зависят от фации пород. Отличия наблюдаются только для цинка, фоновые значения которого в жерловой фации значительно выше по сравнению с субвулканической фацией.

Более значительные отличия наблюдаются при рассмотрении степени неравномерности распределения элементов. Поверхностная фация базальт, андезитобазальт, андезитового комплекса характеризуется значительно неравномерным распределением цинка по сравнению с жерловой и субвулканической фациями. Последнее характерно также для пород жерловой фации (см. табл. I, рис. 2).

Изучение фонового содержания и оценки параметров распределения основных металлических элементов (Cu , Zn , Pb , Ag , Ni , Co) в породах среднеюрских комплексов и фаций Шамшадинского рудного района позволяет сделать следующие выводы:

I. Путем применения методов математической статистики определен местный геохимический фон, что является одной из основных задач при металлогенических и геохимических исследованиях. При этом, применение вероятностно-статистического метода позволило первичную фактографическую-геохимическую информацию представить в компактной форме, что создало возможность использовать эту информацию в комплексе с петрохимическими и минералого-геохимическими данными для обоснования некоторых генетических выводов по прогнозу рудоносности вулканогенной формации, комплексов и фаций. В качестве харак-

теристик, описывающих распределение элементов в породах были приняты фоновые значения ($\% \phi$) и стандартный множитель (ε - показатель степени неравномерности распределения элементов). Отличие между двумя соответствующими показателями в различных комплексах пород, устанавливалось при помощи t - критерия Стьюдента и F - критерия Фишера, при уровне значимости $\alpha = 0,05$.

2. Установлено, что распределение металлических элементов в неизмененных породах и их гидротермально измененных разностях вулканогенных (и интрузивных) комплексах и фациях Шамшадинского рудного района приближенно подчиняется логарифмически нормальному закону.

3. Определен натуральный геохимический фон (местный кларк) металлических элементов: меди, цинка, свинца, серебра, а также некоторых элементов группы железа - никеля, кобальта в комплексах и фациях дифференцированных пород среднеюрской рудоносной вулканогенной формации и вулканоплутонических ассоциаций, которые соответственно составляют: а/ в базальт, андезитобазальт, андезитовом комплексе: для меди - $\frac{0,02\%}{0,01\%}$ ($0,012\%$ - поверхностная фация, $0,015\%$ - жерловая фация, $0,012\%$ - субвулканическая фация); для цинка - $\frac{0,004\%}{0,007\%}$ ($0,0043\%$ - поверхностная фация, $0,0052\%$ - жерловая фация, $0,0037\%$ - субвулканическая фация); для свинца - $\frac{0,002\%}{0,002\%}$ ($0,0018\%$ - поверхностная фация, $0,0022\%$ - жерловая фация, $0,0017\%$ - субвулканическая фация); для серебра - $\frac{0,00001\%}{0,00001\%}$ ($0,000006\%$ - поверхностная фация, $0,000008\%$ - жерловая и субвулканическая фации); для никеля - $\frac{0,01\%}{0,01\%}$ ($0,0074\%$ - поверхностная фация, $0,0083\%$ - жерловая фация, $0,0084\%$ - субвулканическая фация); для кобальта - $\frac{0,001\%}{0,001\%}$ ($0,0007\%$ - поверхностная фация, $0,0011\%$ - жерловая фация, $0,0007\%$ - субвулканическая фация); б/ в риодацит-риолитовом комплексе: для меди - $\frac{0,006\%}{0,002\%}$ (четыре раза превышает кларковые, $0,0077\%$ - поверхностная фация, $0,0075\%$ - жерловая фация, $0,0082\%$ - субвулканическая фация); для цинка - $\frac{0,003\%}{0,006\%}$ ($0,0028\%$ - нижекларковые содержания (в два раза) во всех породах поверхностной, жерловой и субвулканической фаций); для свинца - $\frac{0,002\%}{0,002\%}$ ($0,0019\%$ - поверхностная фация,

0,0015% - жерловая фация, 0,0018% - субвулканическая фация); для серебра - $\frac{0,000004\%}{0,000005\%}$ (одинаковое близкларковое содержание во всех фациях пород); для никеля - $\frac{0,002\%}{0,001\%}$ (два раза превышает кларковое значение, 0,0024% - поверхностная фация, 0,0025% - жерловая фация, 0,0022% - субвулканическая фация); для кобальта - $\frac{0,0003\%}{0,0005\%}$ (0,00023% - поверхностная фация, 0,00026% - жерловая фация, 0,00023% - субвулканическая фация); в/в гиповулканическом-гипабиссальном гранит-лейкогранитовом комплексе: для меди - $\frac{0,01\%}{0,002\%}$; для цинка - $\frac{0,003\%}{0,005\%}$; для свинца - $\frac{0,002\%}{0,002\%}$; для серебра - $\frac{0,00001\%}{0,00001\%}$; для никеля - $\frac{0,003\%}{0,001\%}$; для кобальта - $\frac{0,0002\%}{0,0005\%}$.

В ходе эволюции мезозойского-среднеюрского магматического процесса от дифференцированных основных-средних к кислым сериям наблюдается нижеследующая сравнительная геохимическая специализация: а/ уменьшается местный геохимический фон меди, цинка; б/ остается неизменным натуральный геохимический фон свинца, серебра; в/ уменьшается также местный геохимический фон никеля и кобальта, но устанавливается общая тенденция преваширования никеля над кобальтом.

4. Наиболее конкретным индикатором геохимической специализации рудоносных вулканогенных комплексов является не только достоверная металлогеническая специализация, но и первичная минеральная специализация, выражающаяся наличием акцессорных рудных минералов: пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, иоцита, титаномagnetита, magnetита, самородной меди, цинка, свинца, серебра, железа и др., а также высоким содержанием меди, цинка, свинца, серебра и др. элементов в акцессорных и породообразующих минералах, что свидетельствует о накоплении этих металлических элементов в эволюционировавших остаточных расплавах.

5. Существование рудообразующих элементов в виде собственных акцессорных минералов, повышенное содержание металлических элементов в первичных акцессорных и породообразующих минералах пород материнских вулканогенных (и интрузивного) комплексов и относительно пониженное-"отрицательное" и кларковое содержание

этих же элементов в длительно формировавшихся дифференциатах является их специфичной геохимической специализацией. Такая особенность, вероятно, вызвана дифференциацией рудогенерирующей исходной магмы во вторичных магматических камерах верхней части земной коры, с конечными вулканогенными продуктами которой тесно связана во времени и в пространстве колчеданная минерализация.

На основе комплексных петрологических, геохимических и металлогенических данных по мезозойской колчеданосной провинции Малого Кавказа (Шамшадинский сегмент Сомхето-Карабахской, Кафанской вулканогенно-металлогенической зоны или Понтийско-Малокавказско - Эльбурской островной дуги) подтверждаются основные положения гипотезы Д.С.Коржинского о метаматматической сульфуризации при одновременной дебазификации родоначальных толентовых магм. Предполагается, что рудоносные родоначальные толентовые (известковые) известково-щелочные расплавы на глубине взаимодействуют с серосодержащими трансмагматическими и дегидратирующими метеорными флюидами (образовавшимися) путем фракционного плавления континентальной и океанической коры с морскими осадками, затаянными в Малокавказскую зону субдукции. Южночерноморский - Рионо-Куринский - Южнокаспийский глубоководный желоб Вадати - Заварицкого - Беньофа /2/. Вследствие этого происходит анатексис и экстракция рудообразующих металлов (медь, цинк, свинец, серебро, молибден и др. , а также элементы группы: железа: никель, кобальт, хром, титан, ванадий, марганец, скандий и др.) в процессе глубинной эволюции магматических расплавов Малокавказского мезозойского вулканизма (и плутонизма) островных дуг с образованием последовательно дифференцированных вулканогенных комплексов толентовых → известково-щелочных серий и колчеданных (серно-медноколчеданных, колчеданно-барито-полиметаллических с серебром и золотом), железорудных и других месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мурадян К.М. Геохимические особенности пород субвулканического комплекса Базумского рудного района Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XIX, с.74-83, 6, 1966.

2. Мурадян К.М. Геодинамическая модель Малого Кавказа и ее

прикладное значение в металлогении Армянской ССР. Тезисы докладов У Всес. палеов. симпозиума. "Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием". Часть I, Наукова думка, с. 122-123, Киев, 1981.

3. Мурадян К.М. Петрологические критерии рудоносности мезозойских вулканогенных комплексов Шамшадинского рудного района. Тезисы докладов IV Рег. петр. сов. по Кавказу, Крыму и Карпатам, с. 94-95, г. Нахичевань, 1983.

ЗОНАЛЬНОСТЬ И ДИСКРЕТНОСТЬ ЦЕОЛИТИЗАЦИИ В РИТМИЧНО-ПОЛОСЧАТЫХ ДАЙКАХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Ритмично-полосчатые дайки с оригинальными текстурными рисунками, ритмичным чередованием светлых (лейкократовых) и темных (меланократовых) полос распространены в различных вулканогенных свитах юрского возраста Алавердского и Кафанского рудных районов. Полосчатость даек, по мнению исследователей, является результатом кристаллизационной дифференциации и ассимиляции вмещающих ксенолитов вулканических пород при застывании магмы в результате течения и действия давления /Казарян, 1959/ или магматической дифференциации /Казарян, Ананян, 1966/. На основе новых данных доказывается образование или проявление полосчатости в рассматриваемых дайках в результате фрагментарного метасоматизма (цеолитизации).

На северо-западе Алавердской геосинклинали нами установлены широкие зоны метаморфизма цеолитовой фации. Пирокластические породы и лавы, а также многочисленные дайки и субвулканические тела юрского возраста метаморфизованы в интервале условий от цеолитовой до пропилитовой (зеленосланцевой) фации. Эти изменения наложены на весь юрский разрез и обнаруживают связь с различными вулканическими комплексами и структурами.

Цеолитизация проявляется по всему разрезу мезозойских вулканогенно-осадочных толщ Алавердской геосинклинали. Она захватывает как породы шахтахтской (оксфорд-неоком), так и кошабердской (средний байос) и дебедской (нижний байос) толщ. При этом наиболее интенсивно цеолитизация проявляется в верхних частях этих толщ. Одновременно отмечается вертикальная зональность внутри каждой фазы вулканизма, а именно смена высокотемпературных парагенезисов минералов-низкотемпературными, соответствующими фациям различной глубинности - пропилитовой, пренил-пумпелиитовой и цеолитовой. Цеолитовые породы обнару-

жены в пирокластических образованиях и лавах, в дайках и субвулканических телах, пересекающих их. Цеолиты замещают первичный плагиоклаз основного состава, альбит, хлорит, а также местами и селадонит, выполняют поры и миндалины в эффузивных породах, образуют гломеробластовые скопления или псевдопоры, псевдоминдалины в базальтоидных дайках. Вследствие цеолитизации темно-серые, почти черные породы превращаются в светло-серые, беловатые породы с зеленоватыми оттенками. Осветление происходит вследствие замещения плагиоклазов, части хлорита и селадонита белыми цеолитами и, по-видимому, за счет некоторой собирательной перекристаллизации магнетитов. Состав светлых полос изменчив в зависимости от интенсивности цеолитизации.

Дайки, которые интересуют нас в настоящей статье, сложены массивными, без флюидальности или видимых структур течения базальтовыми и диабазовыми порфиритами, которые в результате цеолитизации приобретают ритмично-полосчатые или симметрично-полосчатые текстуры. Дайки этого облика имеют широкое распространение в пределах всего юрского разреза Алавердской геосинклинали, в частности, в пределах предполагаемой палеокалдерны Кошабердского вулкана (бассейн р. Лалвар) и в толще миндалекаменных андезитов верхнего байоса - нижнего бата Кафанской брахиантиклинали (бассейн рек Вохчи и Вачаган).

Практически все цеолитизированные базальтоидные дайки обнаруживают ритмично-полосчатые текстуры, отличаясь числом, шириной, расположением меланократовых и лейкократовых полос или общим рисунком (рис. 1 и 2). Это зависит не только от внутреннего (первичного) строения (скрытой флюидальности или расслоенности), прототектонической и послемагматической трещиноватости даек, но и от физико-химических условий и механизма блочного /Поспелов, 1973/ или фрагментарного /Царев, 1978/ метасоматизма. Эти текстуры не улавливаются в неизмененных или пропилитизированных дайках, кроме параллельных контактным поверхностям плоскостей раскола.

Меланократовые полосы - это исходные базальтовые и диабазовые порфириты с мелкими вкраплениями плагиоклаза и пироксена, ксеноморфными изометричными зернами пироксена, олагающими, с беспорядочно ориентированными лейстами плагиоклаза, основную массу. В основной массе присутствуют также мелкие зерна и пыле-

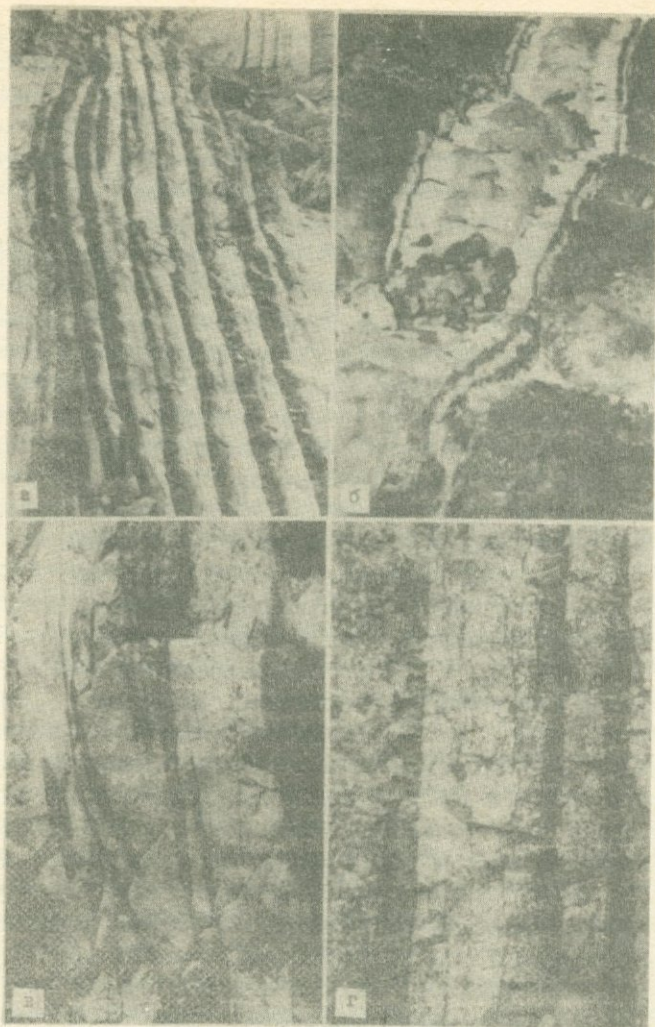


Рис. 1. Ритмично-полосчатые текстуры в цеолитизированных базальтовых дайках бассейнов рек Лалвар и Вачаган.
 а/ - Текстуры цеолитизированных участков около лежащего бока дайки, правый борт р. Вачаган; б/ - симметрично-полосчатое строение цеолитизированной дайки на юго-западном склоне г. Воскресар; в/ - реликтовые эллиптические структуры в цеолитизированной дайке на правом борту р. Лалвар; г/ - участок полосчатой дайки избирательно цеолитизированной, левый борт р. Вачаган.

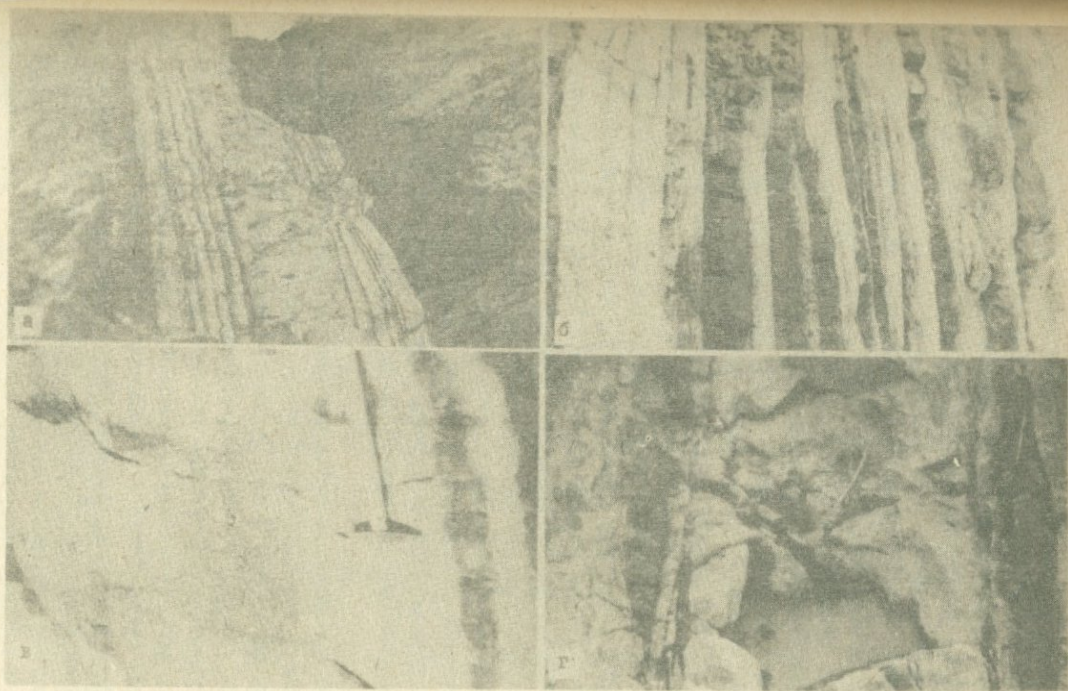


Рис. 2. Текстурные особенности фрагментарно цеолитизированных даек бассейнов рек Лалвар и Вачаган. а/ - Ритмично-полосчатая асимметричная дайка. Прямые продольные линии и полосы /реликты/ фиксируют следы течения расплава в канале дайки; б/ - участок полосчатой дайки. Цеолиты в виде порфиробластов кристаллизуются впереди линии фронта замещения. Массоперенос происходит диффузионным путем по микропорам; в/ - ксенолиты в цеолитизированной дайке и единственная реликтовая полоса параллельная контакту дайки; г/ - клиновидные и эллипсоидальные блоки исходных пород в цеолитизированной дайке на левом борту р. Вачаган.

видные частицы магнетита, тонкоочешуйчатые, радиально-лучистые и сферолитовые агрегаты хлорита, а также каолинита, гидросерпикита, нередко пренита, кварца, иногда цеолита. Структуры интерсерпентальные, микролитовые, диабазовые, долеритовые. В интерстициях лейстов плагиоклаза основной массы расположены по одному или чаще несколько зерен пироксена, магнетита, агрегаты хлорита, селадонита, зерна кварца. Гидрослюды с каолином или пренит с хлоритом и селадонитом сосредоточены в псевдопорах и псевдоминдалах размером 0,1–1,0 мм в диаметре.

Цеолитизированные базальты, слагающие лейкократовые полосы, сложены из изменчивого количества цеолитов (от единичных до 50–60%, обычно 10–20%), реликтовых минералов пироксена (18–25%), магнетита (3–5%), хлорита и селадонита (10–30%), кальцита (1–10%). Магматические структуры пород разрушены цеолитизацией. Среди первичных реликтовых структур наблюдаются разнообразные наложенные структуры: порфиробластовые, пятнистые, гетеробластовые, гранобластовые. Цеолиты представлены таблитчатыми, пластинчатыми, пластинчато-зернистыми, листоватыми, радиально-лучистыми, сноповидными агрегатами, коенобластовыми зернами с зубчатыми контурами, нередко столбчатыми, призматическими монокристаллами и перекрещенными двойниками. Они, обычно, образуют агрегатные псевдоморфозы по вкрапленным плагиоклазам.

Согласно кристаллическим и рентгеноструктурным исследованиям цеолиты в своей основной массе представлены ломонитом и леонгардитом (табл. I а). Из других цеолитов развиты также эпистильбит, стильбит, сколецит и морденит (табл. 2 б). При сравнении химических составов цеолитизированных пород с исходными видно, что значительных изменений при цеолитизации не происходит. Это согласуется и с выводами С.И.Набоко (1963) об эволюции химизма при цеолитизации пород в современных активных вулканических областях. Исходные базальтовые дайки в различной степени проилитизированы и вариации в содержании вторичных минералов (хлорита, селадонита, кальцита и др.) значительные на каждом квадратном сантиметре. Вследствие этого выявление количественного эффекта миграции и тем более строгий подсчет баланса вещества для цели, поставленной в настоящей статье, не являются необходимыми. Химические изменения выражаются в прив-

Рентгенометрическая характеристика цеолитов

а

б

Линия	I	$\frac{d}{n}$	Линия	I	$\frac{d}{n}$	Линия	I	$\frac{d}{n}$	Линия	I	$\frac{d}{n}$
I	9	9,3	20	3	2,793	I	10	9,3	24	5	2,354
2	7	6,77	21	2	2,630	2	6	6,76	25	5	2,354
3	2	6,16	22	4	2,568	3	1	6,13	26	4	2,258
4	3	5,00	23	3	2,515	4	2	5,00	27	3	2,211
5	4	4,71	24	4	2,437	5	4	4,69	28	3	2,170
6	4	4,48	25	3	2,359	6	3	4,47	29	5	2,146
7	10	4,14	26	3	2,263	7	9	4,12	30	2	2,083
8	2	4,04	27	3	2,211	8	1	3,75	31	2	1,982
9	2	3,74	28	2	2,175	9	4	3,64	32	3	1,955
10	8	3,65	29	4	2,158	10	6	3,49	33	1	1,885
II	9	3,74	30	2	2,088	II	3	3,39	34	1	1,867
12	2	3,39	31	2	1,994	12	4	3,33	35	2	1,846
13	3	3,35	32	3	1,995	13	6	3,253	36	1	1,823
14	6	3,25	33	2	1,883	14	4	3,182	37	1	1,783
15	6	3,19	34	3	1,870	15	5	3,124	38	1	1,706
16	4	3,15	35	3	1,847	16	6	3,018	39	3	1,633
17	9	3,03	36	2	1,824	17	1	2,934	40	2	1,622
18	2	2,94	37	2	1,758	18	4	2,866	41	1	1,586
19	4	2,872				19	3	2,792	42	3	1,562
						20	1	2,623	43	3	1,519
						21	4	2,568	44	1	1,487
						22	3	2,511	45	2	1,472
						23	5	2,431	46	3	1,448

- а) леонгардит-ломонтит с примесью полевого шпата и кальцита
 б) ломонтит с примесью отильбита и, возможно, морденита

Анализ выполнен в рентген. лаборатории ИГН Рязанской Н.В. на дифрактометре ДРОН - 2, Со-излучении, при скорости сканирования 2° в минуту

Т а б л и ц а 2

Химические составы базальтоидных и цеолитизированных ритмично-полосчатых даек бассейна рек Лалвар и Вачаган

Название типа по- лосы или породы	Меланократо- вые полосы			Лейкократовые полосы			Диабазовые порфириты			Лейкократо- вые полосы		Мелано- крат. полоса	Лейкократ. полоса
№ бор. компо- нент	53	173	154	159	160	161	162	10K	17K	146	170	1A	2A
SiO ₂	43,00	40,20	47,40	47,87	52,04	49,10	50,52	51,56	46,83	54,76	46,60	44,42	45,33
TiO ₂	1,00	1,08	0,80	0,80	0,80	0,87	0,97	0,88	0,37	0,80	0,94	1,10	0,95
Al ₂ O ₃	17,50	19,87	16,39	17,90	16,00	17,40	17,41	17,98	18,50	14,21	16,68	17,39	16,86
Fe ₂ O ₃	2,16	0,56	2,97	3,49	1,66	2,90	3,22	2,28	4,93	2,45	3,57	3,91	2,30
FeO	7,66	11,20	4,28	4,82	6,24	4,88	4,59	6,52	7,12	4,28	5,45	6,32	5,40
MnO	0,12	0,19	0,05	0,05	0,05	0,15	0,17	0,13	0,20	0,04	0,16	0,17	0,09
CaO	12,61	7,83	10,06	10,09	9,25	9,51	9,46	5,10	7,30	9,51	11,03	9,39	10,23
MgO	8,12	9,93	5,08	6,51	6,27	7,27	5,84	4,02	5,38	5,60	8,03	9,65	6,98
Na ₂ O	2,00	2,70	2,10	1,80	2,30	2,30	3,30	4,60	2,66	3,00	1,50	2,98	1,81
K ₂ O	0,18	0,11	0,22	0,10	0,18	0,20	0,32	0,32	0,62	0,63	0,08	0,31	0,37
H ₂ O	0,48	0,40	1,25	1,17	0,76	0,79	0,50	0,59	-	0,81	0,83	0,46	0,51
П.п.п.	1,13	1,65	5,07	3,92	1,96	2,07	1,69	5,54 ^x	5,98 ^x	2,68	3,42	3,58	7,51
CO ₂	4,75	5,80	5,01	2,20	3,08	3,08	1,23	н.о.	н.о.	1,67	2,28	н.о.	н.о.
P ₂ O ₅	0,06	0,13	0,09	0,06	0,06	0,16	0,13	0,03	н.о.	0,06	0,13	0,56	0,52
Сумма	100,77	100,65	100,79	100,78	100,65	100,69	99,35	99,55	99,89	100,50	100,70	100,24	99,86

Примечание: 53, 173 - из реликтовых полос внутри S-образной дайки на правом борту р. Лалвар; 154, 159, 160, 161, 162 из различных цеолитизированных полос внутри той же дайки; 10K, 17K - дайки пропилитизированных диабазовых порфиритов бассейна р. Лалвар (Казарян, 1971); 146, 170 - цеолитизированные породы из различных даек на юго-западном склоне г. Воскесар; 1A, 2A - реликтовая и цеолитизированная полосы из ритмично-полосчатой дайки бассейна р. Вачаган (Казарян, Аванян, 1966).

носе кальция, кремнезема, воды; выносе натрия, алюминия, углекислого газа, а также железа и магния. Химические анализы, приведенные в таблице 2, подтверждают это. Отсутствие иногда строгой тенденции в изменении химического состава при цеолитизации пропилитизированных базальтов объясняется, как было сказано выше, изменчивым содержанием как наложенных ранее на первичные породы минералов, так и самих цеолитов в новообразованных метасоматитах.

Ритмичная полосчатость проявляется в дайках уже при содержании цеолитов до 5%. Чем интенсивнее цеолитизация, тем меньше в породе плагиоклаза, хлорита или селадонита, тем светлее становится метасоматическая полоса. В основной массе цеолитизированных пород сохраняются полностью пироксены и магнетит. В каждой дайке можно отметить относительно постоянный состав данной лейкократовой полосы вдоль ее простирания на десятки метров. В некоторых дайках центральные светлые полосы цеолитизированы более интенсивно, чем краевые (рис. 1а), в других отмечается обратное явление (рис. 1б). Содержание цеолитов в различных ритмично-полосчатых дайках, как и в различных полосах одной и той же дайки, крайне изменчиво и варьирует от 1 до 50–60%, обычно составляя 10–20%. Цеолитизация обычно доходит до полного замещения даек. Об этом свидетельствуют текстуры даек с точечными, пятнистыми, линейными, ленточными и полосчатыми формами реликтов первичной породы внутри цеолитизированной основной массы.

Изучая полосчатость даек, необходимо обратить внимание и на цеолитизацию во вмещающих вулканогенно-осадочных породах, где фрагментарная и избирательная цеолитизация проявлены также четко. Прерывистое или дискретное распределение цеолитов в простирании отмечается и в шаровых лавах. Здесь дискретность выражается в концентрическом расположении светлых цеолитизированных и темных реликтовых полос. Примеры развития цеолитизации сплошным фронтом, с уничтожением структур и текстур исходных пород, в рассматриваемом регионе отсутствуют.

Аналогичные взаимоотношения цеолитизированных и реликтовых частей характерны и для вмещающих дайки потоков массивных и шаровых лав, лавовых брекчий и различных туфов, в которых распределение и конфигурации лейкократовых частей контролируется первичной текстурой. Сферолиты шаровых лав приобретают концентри-

чески-зональные текстуры. В туфах цеолиты в первую очередь разбиваются по цементу, оставляя почти нетронутыми относительно крупные обломки. При общем замещении агломератовых туфов и ла-вобрекчий образуются цеолитовые породы с текстурами пирокластических пород. Заметим, что различные литологические контакты и видимые трещины являются, как правило, экранирующими.

Кроме магматических пород со структурами течения, основные дайки в большинстве случаев бесструктурны и относятся к массивным телам в силу того, что их первичные структурные элементы, за исключением узкой приконтактной части, неуловимы обычными петрографическими и геологическими методами (Болк, 1946). Однако цеолитизация рассматриваемых базальтоидных даек показала, что все они без исключения обладают сильно выраженными первичными, но скрытыми структурами течения или скрытой флюидалностью, аналогичной структурам фельзитовых даек. Как будет видно из дальнейшего изложения, более строгие и точные данные о внутреннем строении базальтовых даек можно получить, используя возможности, представленные фрагментарной цеолитизацией. Наиболее любопытными являются дайки, в которых правильная полосчатость отмечается фрагментами, блоками или пятнами на однородном фоне. Большая часть объема этих даек не изменена (точнее — пропилитизирована), массивна или бесструктурна. Полосчатые текстуры по простиранию переходят в участки, лишенные таких текстур. При этом отмечается одновременно и исчезновение цеолитов. Эти ритмичные текстуры в цеолитизированных участках параллельны контактовым поверхностям даек, а не контурам цеолитизированных фрагментов. Вдоль даек установлено много примеров перехода от цеолитизированных ритмично-полосчатых к массивным пропилитизированным дайкам. Примеров таких даек много, особенно на юго-западном склоне г. Воскесар, вблизи г. Алаверди, на левом борту р. Вачаган, в 2-х км к юго-западу от г. Кафан и в других местах.

Полосчатые текстурные признаки проявляются и при слабой или умеренной цеолитизации. Контрастность "черно-белых" полос в этом случае слабая, однако границы полос и здесь резкие и прямолинейные. Примерами такого ряда являются некоторые дайки бассейна р. Лалвар и ритмично-полосчатые дайки Кафанского рудного района (рис. I). В одной из даек на левом борту р. Лалвар

прерывисто, в виде цепочки прослеживается вдоль простирания лишь одна интенсивно цеолитизированная полоса мощностью в 20 см, заключенная между двумя плоскостями. Нецеолитизированные участки этой дайки массивные, но обнаруживают рассланцевание, параллельное ее стенкам. В другой дайке, которая залегает в агломератовых туфах нижнего байоса на юго-восточном склоне г. Воскесар, интенсивно цеолитизированные полосы шириной в 50 см отмечаются только в приконтактных частях. Эта симметрично-полосчатая дайка интересна тем, что характеризуется всего одной реликтовой полосой мощностью в 15-20 см внутри лейкократовых метасоматитов. Центральная часть этой двухметровой дайки сложена слабо цеолитизированными породами со сложными пятнистыми текстурами (рис. 1,б, рис. 2,в).

Круто падающая дайка северо-восточного простирания мощностью в 5 м на правом борту р. Лалвар сечет прослой туфов, туфопесчаников, лавовых брекчий и шаровых лав (рис. 1,а, рис. 2,а). По обоим контактовым стенкам наблюдаются лейкократовые полосы шириной до 0,50-0,75 м, затем симметрично расположенные с чередованием меланократовые реликтовые и цеолитизированные полосы мощностью от 5 до 25-30 см. С каждой стороны протягиваются по 5-8 реликтовых полос, причем число их больше на лежащем боку дайки. Центральная часть шириной в 2 м сложена лейкократовой полосой, которая состоит из цеолитов (в среднем 30%) и реликтовых минералов - пироксена, хлорита, магнетита и др. В сравнительно мощных цеолитизированных полосах отмечается линейное и тонкополосчатое расположение цеолитов и темноцветных минералов исходной породы (рис. 2,б). Цеолитизация развивается вдоль продольных структур, избегая поперечные. Реликтовые полосы имеют состав и строение исходной породы и включают в себя плагиоклаз, клинопироксен, магнетит, хлорит, селадонит, кальцит и др. Реликтовые темные полосы имеют как резкие, так и расплывчатые границы. Часто внешняя сторона полосы, обращенная к контакту дайки, более четкая, резкая и прямолинейная, чем внутренняя (рис. 1,а, рис. 2,б). Эта закономерность устанавливается в реликтовых полосах различной мощности, но измененных относительно слабо. При более интенсивном метаморфизме, когда вкрапленная цеолитизация распространяется и внутри меланократовых полос, эти различия исчезают. Реликтовые полосы по простиранию переходят в цеолитизированные части дайки плавно, постепенно или резко.

Дайки базальтовых и диабазовых порфиров бассейнов рек Лавар и Вачаган изобилуют ритмично-полосчатыми текстурами, прослеживаемыми вдоль всей длины. Строение, состав и цвет полос различны. Вещественные и структурные признаки в границах данной полосы относительно устойчивы. Границы между ними, как правило, резкие, нередко постепенные. Фрагментарное развитие и интенсивность цеолитовой минерализации определяют формы реликтов исходных пород, которые в дайках сохраняются в виде слоеподобных крутопадающих полос. Это псевдодайки, по терминологии В.Миллера (Miller, 1945), или антидайки — по Г.Л.Поспелову (1973). Между ними расположены цеолитизированные полосы аналогичной формы (метадайки). Каждая ритмично-полосчатая дайка, таким образом, состоит из набора ритмично чередующихся дайкоподобных цеолитизированных зон или метасоматитов (метадаек) и неизмененных реликтовых зон аналогичной формы (антидаек).

Ритмично-полосчатые текстуры сопровождают каждую цеолитизированную дайку независимо от мощности и элементов залегания. Чаще они симметричны или грубо симметричны (рис. 1, б, рис. 2, а). Иногда полосчатость выражена только на одной стороне дайки. Наиболее четко и хорошо полосчатость выражена между контактовой поверхностью и осевой линией дайки (рис. 2, а). Обычно центральная и непосредственно приконтактная части представлены лейкократовыми метасоматитами, т.е. наиболее интенсивно цеолитизированы, причем центральная зона сравнительно однородна и наиболее мощная во всех дайках. В этих частях отмечаются тонко-ритмичные, линейные, ленточные, плоско-параллельные текстуры (в краевых частях, рис. 2, б), нередко в форме изоклиналильных складок или концентрически-зональных образований, длинная ось которых параллельна стенкам дайки (в центральных частях, рис. 1, в). В некоторых дайках параллельные полосы замыкаются с двух сторон, образуя ячейки длиной в 15–20 м.

Для массивных даек очень характерны плоскости делимости или раскола, которые строго параллельны границам даек. Эти плоскости, которые одновременно совпадают с плоскостями "черно-белой" полосчатости, прослеживаются и внутри цеолитизированных участков. По существу они служили путями (фронтами) диффузии вещества и цеолитизации.

Все эти факты никак не согласуются с представлениями об об-

разовании полосчатости рассматриваемых даек в результате магматической дифференциации или ассимиляции вмещающих пород обогащенной летучими движущейся магмой. Цеолиты раньше были отмечены только в дайках бассейна р.Вачаган /Казарян, Ананян, 1966/, но им не придавали никакого значения. Между тем генетическая информация записана в составе и строении именно цеолитизированных полос. Гидротермальные цеолиты являются единственным источником сведений о генезисе ритмичной полосчатости базальтовых даек и сферондов шаровых лав. Благодаря им в цеолитизированных дайках внешне проявляются структурные и текстурные признаки, характерные для дифференцированных расслоенных тел. Полосы эти ориентированы очень круто, почти вертикально, и поэтому исключается более или менее ошутимое расслоение в быстро кристаллизующихся маломощных дайках основного состава. Между тем все структурные особенности цеолитизированных даек указывают на влияние движения магмы в каналах дайки. Структуры, параллельные контактовым поверхностям дайки, не могут быть получены при метасоматозе "на пустом месте", без предварительной подготовки, движением магмы или прототектоникой. Хотя экспериментально доказано, что ритмично-полосчатые текстуры могут образоваться и при метасоматизме однородных пород (Поспелов, 1973, Царев, 1978), факт строгого параллелизма этих текстур по отношению к контактам, всем изгибам, даже незначительным неровностям поверхности даек указывает на первичную скрытую ориентировку. В свежих или процеолитизированных типах базальтовых даек такая ориентировка или флициальность не заметна. Но она проявляется при фрагментарном метасоматизме. Цеолитизация играет роль травления или меченых атомов, раскрывая внутренние первичные очень тонкие текстуры и поразительные неоднородности внутри даек базальтоидного состава. Безусловно, в т.н. бесструктурных магматических основных дайках скрытая структурная и, по-видимому, также вещественная анизотропия выражены очень сильно.

На первый взгляд кажется, что магматические факторы не участвуют в расслоении, но их контролирующая роль важна и является определяющей при фрагментарном метасоматизме. Ритмично-полосчатые текстуры обусловлены кристаллизацией магмы и фрагментарным метасоматизмом пород в условиях направляющей роли скрытой флициальности и протектонической трещиноватости. Цеолитизация не только выявляет видимую ритмичную полосчатость, но и служит ключом

к пониманию внутреннего строения внешне однородных массивных даек основного состава. Таким образом, природа полосчатости различна и формирование ее происходило в результате воздействия двух процессов — кристаллизации магмы и последующей цеолитизации в условиях направляющей роли первичных структур.

Теоретические вопросы фрагментарного метасоматизма, а также механизмы возникновения ритмичных текстур рассмотрены в работах Г.Л.Поспелова (1973) и Д.И.Царева (1978). Экспериментально доказано, что сложные формы ритмичных или слоевидных текстур могут образоваться и по однородным породам, что "любая форма диффузионного переноса является структурообразующим фактором" (Поспелов, 1973) и "псевдофлициальность при метасоматических процессах может возникать и в нерассланцеванных породах", т.е. в породах, подготовленных тектоникой линейных путей" (Царев, 1978).

Текстуры, наблюдаемые в дайках, имеют лишь внешнее сходство с истинными ритмичными текстурами пород, т.к. элементы ритмичности в цеолитизированных дайках генетически различные (сочетание магматических и метасоматических полос). В истинных ритмично-полосчатых текстурах вся система образуется одновременно. Ритмичность при цеолитизации возникает вследствие того, что внутри метасоматитов остаются правильные дайкоподобные полосы исходной породы. Цеолитизация развивается не сплошным фронтом, как, например, в дайках Аджарии (Петров, 1935), а фрагментарно, по многочисленным прототектоническим и другим линейным путям одновременно. При очень интенсивной и продолжительной цеолитизации исчезает всякая полосчатость и вся дайка превращается в массивный цеолитовый метасоматит, точнее — пироксен-цеолитовой миксометасоматит (по терминологии Г.Л.Поспелова), т.к. пироксены в цеолитовой фации являются устойчивыми и не замещаются. Окончательное формирование наблюдаемых текстур в цеолитизированных дайках может быть объяснено магматическими (образование скрытой флициальности и прототектонической трещиноватости, параллельной контактам даек, т.е. необходимым путей для диффузии) и метасоматическими (фрагментарный метасоматизм и проявление ритмичной полосчатости) факторами структурообразования.

Цеолитизация в дайках и вмещающих породах выражается раз-

ными текстурными рисунками при одном механизме и характере поступления вещества к месту реакции; фронт замещения, как во вмещающих агломератовых и шаровых лавах, так и в дайках, указывает на передвижение вещества путем диффузии по микропорам и капиллярам. Никаких микротрещин и прожилков, перпендикулярных к полосчатости, не наблюдается. Цеолиты кристаллизовались в отдельных точках исходной породы впереди линии фронта сплошного развития их, образуя микро- и макрогранобластовые агрегаты и порфиробласты. Число их на фоне исходной породы постепенно возрастает и в конце концов они, сливаясь, образуют относительно однородную сплошную светлую полосу, в которой кроме цеолитов присутствуют реликты исходной породы — пироксен, магнетит, часто плагиоклаз и хлориты. Интенсивность осветления зависит от продолжительности цеолитизации.

Линия фронта цеолитизации в дайках более или менее резкая, но обычно она выражена несколько выдвинутыми вперед порфиробластами и агрегатами цеолитов. Эта линия, т.е. внешняя граница лейкократовой полосы, обращена в сторону контакта дайки. В то же время границы с жилками или микротрещинами наступления цеолитизации не отмечаются. Для внутренних контуров лейкократовых полос характерна совершенно прямолинейная резкая граница, не только без жилок или трещинок, но и без порфиробластов цеолитов.

Предполагается, что замещение по этой линии (т.е. резкой внутренней границей лейкократовой полосы) не происходит. Это неподвижный фронт и цеолитизация протекает и наступает в одном направлении — от центра симметрично в сторону обоих контактов.

Судя по системе параллельных прототрещин или флюидалных текстур, которые появляются в цеолитизированных участках даек, можно сказать, что пути массопереноса различные. Вначале через серию параллельных тонких продольных прототрещин вещество передвигается путем инфильтрации, а затем через капилляры или микропоры проникает к месту реакции путем диффузии в неподвижных растворах. Если в системе прототрещин основной формой массопереноса является инфильтрация, то при цеолитизации, которое происходит в направлении от центра к границам дайки, перпендикулярно к плоскостям протрещин в межтрещинном пространстве, су-

щественную роль играют диффузионные процессы и капиллярные явления.

В заключение следует отметить, что полосчатость даек является результатом дискретного распределения цеолитов в пространстве. Прерывистость выражается в изменении содержания цеолитов скачками вдоль скрытых флицидальных текстур или продольных прототектонических трещин. Такое ритмично-полосчатое распределение цеолитов является отражением стабильных, но сложных процессов метасоматизма базальтовых даек в поствулканический гидротермальный дорудный этап цеолитизации. Главная причина возникновения полосчатости в базальтовых дайках Алавердского и Кафанского рудных районов — фрагментарный диффузионный метасоматизм, когда цеолитизация развивается в капиллярно-пористой среде в условиях устойчивого ориентированного перемещения элементов, в данном случае от центральной части дайки к стенкам перпендикулярно плоскостям продольных прототектонических трещин. Фиксируемые цеолитизацией текстуры являются унаследованными от первичных, внешне однородных массивных базальтовых даек. Таким образом, "черно-белая" расслоенность в ритмично-полосчатых дайках бассейна р.р. Лалвар и Вохчи, обусловленная чередованием светлых цеолитизированных и темных полос, гетерогенна и вызвана как магматическими, так и метасоматическими процессами.

ЛИТЕРАТУРА

Болк Р.: Структурные особенности изверженных горных пород. Москва-Ленинград, Госгеолтехиздат, 1946, 212 с.

Казарян А.Г., Ананян Э.В. К вопросу полосчатости в дайках диабазовых порфиритов. Доклады АН СССР, 1966, 169, № 2, с. 441-445.

Казарян Г.А. О полосчатом строении диабаз-порфиритовых даек Алавердского района. Записки Армянского отделения Всесоюзного минералогического общества, 1959, № 1, с. 61-69.

Казарян Г.А. Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. В кн.: "Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР, Ереван, Изд. АН АрмССР, 1971, с. 7-100.

Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях, Москва, Изд. АН СССР, 1963, с.171.

Петров В.П. Жильные породы Аджаристана. Материалы по геологии и петрографии Грузии, вып. I. Труды СОПС АН СССР, серия Закавказская, 1935, № 14, с. 167-178.

Поспелов Г.Д. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, "Наука", 1973, с.354.

Царев Д.И. Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. Москва, "Наука", 1978, с.308.

Miller J.W. Observation on pseudo-dikes and foliated dikes. Journal Geology, 1945, v.LIII, n.3, p.175-190.

А.А.Коджоян, С.С.Мкртчян

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СФАЛЕРИТОВ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

К настоящему времени у авторов накопился большой фактический материал, относящийся к исследованию типоморфных свойств сфалеритов, позволяющий полнее выявить специфические особенности сфалеритов в связи с условиями их образования.

К числу исследованных типоморфных свойств сфалеритов относятся: химический состав, содержание примесей, окраска, облик кристаллов, их физические свойства, как люминесценция, электропроводность и др. В связи с ограниченностью объема статьи мы остановимся на морфологических особенностях сфалерита, на химическом составе и элементах-спутниках. Попытаемся также выяснить их влияние на кристаллохимические свойства сфалеритов и найти зависимость их состава от конкретных условий процесса рудообразования.

Морфологические особенности сфалеритов

Важным типоморфным признаком минералов является морфология кристаллов, которая довольно чувствительна к изменению физико-химических условий среды минералообразования и поэтому способна отразить в той или иной мере условия образования минералов. По образному выражению Н.П.Дюкина (1972) "кристалл неизбежно несет на себе следы предыдущих моментов своего существования и по его форме, по скульптуре граней, мелочам и деталям его поверхности мы можем читать его прошлое".

Исследованные нами сфалериты из разнотипных полиметаллических месторождений представлены в основном кристаллически - зернистыми образованиями; встречаются и колломорфные их агрегаты, которые пользуются весьма ограниченным и локальным пространством.

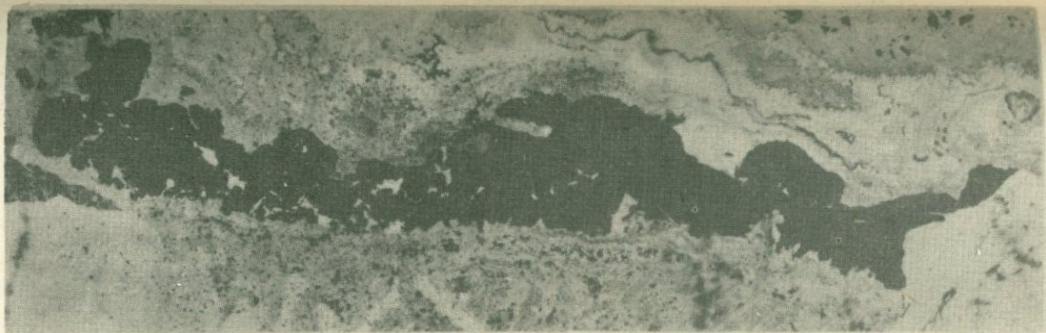


Рис. 1. Проклиновое выделение колломорфного офалерита в липарито-дацитовом туфе. Сфалерит частично раздроблен и замещен кварцем. М-ние Круглая Шлипка. Прозрачный шлиф. Ник. II. Ув. 8.

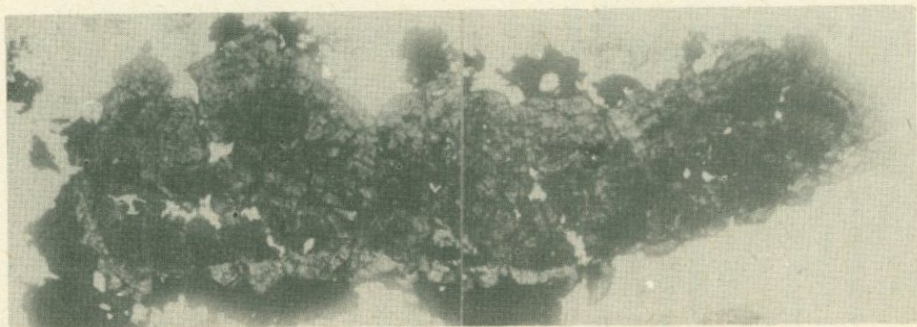


Рис. 2. Зональное строение почковидных образований офалерита. Сфалерит с периферии частично разрастается пиритом (черное). Белое - липарито-дацитовый туф. Прозрачный шлиф. Ник. II. Ув. 30.

Колломорфный сфалерит обнаружен в основном на рудопроявлении Круглая Шишка в виде мелкозернистых сколений и неравномерной вкрапленности минерала в окварцованных туфах. Изредка наблюдаются цепочные выделения изолированных почек сфалерита вдоль тонких трещин и коротенькие прожилки (рис. 1). Под микроскопом в прозрачно-полированных шлифах метакolloидный сфалерит характеризуется тонкозернистым строением и образует концентрически-зональные почки и сферические агрегаты размером до 1,5 см. Отдельные зоны роста почки имеют светло-желтую, буровато-красную и бурую окраски. На рис. 2 колломорфный сфалерит состоит из серии срастающихся друг с другом почковидных образований размером до 2,2 мм. Почковидные образования состоят в основном из медово-желтого сфалерита, а зоны представлены буровато-красной разностью. Возможно, что зональное строение почковидных агрегатов сфалерита является следствием ритмичной коагуляции рудного вещества; при этом различная окраска отдельных зон сфалерита очевидно связана с изменением количественного соотношения ионов-хромофоров, одновременно участвующих в коагулятах, в зависимости от достигнутой концентрации. Рентгенографическое исследование колломорфного сфалерита показало, что этот сфалерит представлен сульфидом цинка и не содержит в себе вюрцитовой молекулы.

Изучение угольно-коллоидных реплик с естественных сколов колломорфного сфалерита под электронным микроскопом позволило выявить ряд особенностей внутреннего строения сульфида цинка. Как подтвердилось, почковидные образования сфалерита имеют концентрически-зональное, скорлуповатое строение, которое проявляется еще в момент зарождения минерала (рис. 3).

Наряду с почковидными образованиями сфалерита во вкрапленных рудах встречаются и глобулы (рис. 4), имеющие правильную форму шара и светло-желтую окраску. Размеры глобул обычно не превышают 0,3 мм. Часто глобулы сфалерита разъедаются и замещаются мелкозернистым кварцем, чем очевидно и объясняется их редкая встречаемость в рудах.

Для месторождений всех типов характерны кристаллически-зернистые агрегаты сфалерита.

Среди кристаллически-зернистых агрегатов сфалерита выделяются мелко- и крупнозер-



**Рис. 3. Скорлуповатое строение коллоидного
сфалерита. М-ние Круглая Шинка. Ув. 9000 (элек-
тронная микрофотография) 1 мм на фото = 0,037 мк.**

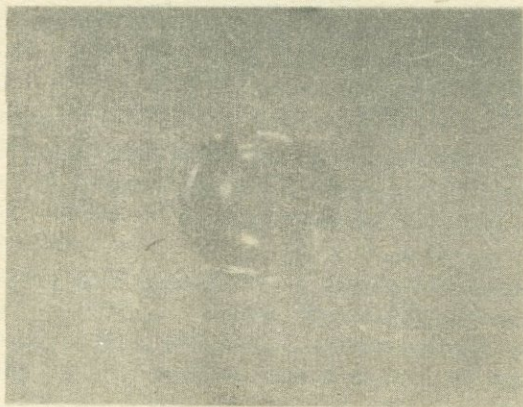


Рис.4. Глобуль сфалерита. Ув. 100.

нистые разности. В крупнозернистом сфалерите нередко встреча-
ются хорошо ограниченные кристаллы, свободно растущие на стенках

трещинок и пустоток. Эти кристаллы обычно представлены разнообразными комбинациями простых форм; часто искажены, приобретают уплощенный облик, в результате чего грани простых форм имеют неодинаковое развитие. Чаще всего кристаллы сфалерита имеют тетраэдрический облик. Изредка встречаются кубические кристаллы с острыми ребрами и гладкими гранями, вершины которых притуплены октаэдрическими гранями (рис. 5). Очень редко встречаются кристаллы октаэдрического габитуса (рис. 6) с незначительным развитием граней тригон-тритетраэдра и ромбо-додекаэдра. Наблюдающиеся на гранях тетраэдра торцы тонких сту-



Рис. 5. Кубический кристалл сфалерита. Темно-серое - андезитовый порфирит. М-ние Марцигет. Полированный шлиф. Ув. 40.

пеней и склоны пирамидок роста соответствуют тригон-тритетраэдру. Кристалл имеет величину 0,35 мм и светло-желтую окраску.

Отличительной особенностью сфалерита из большинства месторождений является то, что он в значительной степени несет на себе следы динамометаморфизма, выразившиеся в деформации зерен с образованием тончайших полисинтетических двойников и отчасти перекристаллизации крупнокристаллических агрегатов в мелкокристаллические.

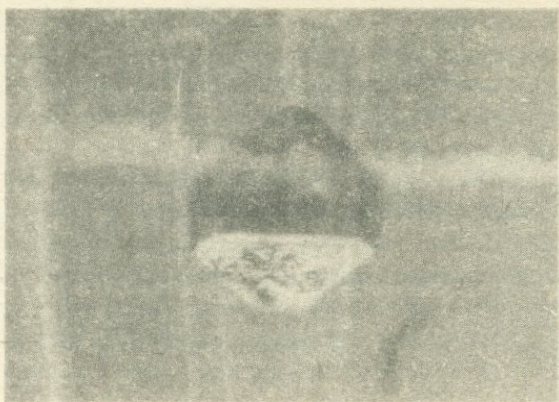


Рис. 6. Кристаллы сфалерита октаэдрической формы. Ув. 100.

Химизм сфалеритов

В исследуемых нами сфалеритах из различных типов полиметаллических месторождений региона постоянно фиксировался широкий диапазон примесей, составляющих так называемый "микрорагенизис" - Fe, Mn, Co, Cd, Ge, Ga, Cu, Pb, Ag, Au, Sb и др.

Однако, при общности состава, количественное распределение элементов-примесей в различных сфалеритах различное, что, естественно, является отражением условий, в которых образуется сфалерит. В таблице I приводятся содержания элементов-примесей в сфалеритах из различных полиметаллических месторождений. Все элементы-примеси в них можно разделить на две группы: первая - элементы-примеси, отмечающиеся во всех сфалеритах независимо от концентрации (Fe, Mn, Cd, Ga, Ge, In). Для элементов-примесей этой группы характерна малая дисперсия их содержаний. Вторая группа - это примеси, особенность распределения которых заключается в том, что они в сфалеритах различных типов руд проявляются по-разному (Cu, Pb, Ag, Au, Bi, Sb, As, Mo и др.).

Так, медь, свинец и сурьма проявляют тенденцию концентрироваться в сфалеритах свинцово-цинкового типа руд; кадмий, герма-

ний, галлий, серебро, индий - в сфалеритах колчеданно-полиметаллического типа руд; молибден, висмут, мышьяк, сурьма - тяготеют к сфалеритам полиметаллического типа руд. Естественно, что причина особенностей распределения примесей в сфалерите кроется в условиях его образования. Это наглядно наблюдается на примере поведения железа.

Изучение количественного распределения железа в сфалеритах позволило уточнить особенности его поведения в процессе формирования минерала. Так, например, распределение железа в сфалеритах выражается низким и устойчивым содержанием со слабо выраженной дисперсией. Равномерно низкая, как бы сгнелированная концентрация железа в сфалеритах характерна не только в пределах одного и того же типа руд, но и всего региона в целом (таблица I).

Маложелезистость сфалеритов устанавливается при сравнении их с таковыми других регионов Сокза. Так, средняя концентрация железа в сфалеритах Армении примерно равна 1,10%, в то время как в соседнем регионе на Северном Кавказе среднее содержание железа в сфалеритах достигает 4,7-5%, в Восточном Забайкалье - 9,66%, в Рудном Алтае - 2,3%.

Таким образом, маложелезистость сфалеритов является специфической особенностью полиметаллических месторождений Армении, позволяющей рассматривать этот регион как своеобразную геохимическую провинцию, в которой характер распределения железа в сфалеритах из разнотипных полиметаллических месторождений, залегающих в различных геотектонических зонах, в общих чертах остается неизменным, низким и устойчивым с малой дисперсией, способной проявляться даже в пределах одного и того же типа руд.

Выяснение условий образования сфалеритов с различным содержанием железа было целью многих экспериментальных исследований, пытавшихся определить зависимость между температурой кристаллизации сфалерита и степенью его насыщенности железом. Известно [4], что железо относится к числу элементов, коэффициент распределения которого чувствителен к колебаниям температуры. Изменение температурного уровня изменяет интенсивность вхождения железа в решетку сфалерита. Отсюда выводилось как общее правило то, что гидротермальные сфалериты, образовавшие-

Средние содержания элементов-примесей в сфалеритах
(по данным количественных спектральных анализов)

Типы руд	Колчеданно- полиметаллический		Полиметаллический			Свинцово-цинковый				
М-ния	Ахтала	Шаумян	Газма	Гюмүш- хана	Арманис	Круглая Шипка	Приволь- ное	Ардви	Марцигет	
Э л е м е н т ы	Fe	1,2	0,155	0,8	1,24	1,56	0,9	1,8	1,36	0,86
	Mn	0,026	0,906	0,33	0,25	0,47	0,0037	0,27	0,1	0,0024
	Ni	-	0,0005	0,00043	0,00062	0,0005	0,00036	0,0007	0,0004	0,00023
	Co	-	0,0033	0,0035	0,0048	0,0068	0,0024	0,0073	0,0086	0,0031
	Mo	0,007	0,0005	-	-	-	-	-	-	-
	Cu	0,410	0,706	0,023	0,018	0,75	0,002	0,13	0,29	0,033
	Pb	2,0	0,923	0,04	0,04	1,63	0,05	0,13	0,14	0,44
	Ag	0,0028	0,188	0,0005	0,006	0,0065	0,0054	0,00045	0,0045	0,003
	Sb	0,048	0,053	0,0032	0,003	0,0025	0,005	-	0,0018	-
	Bi	-	0,0016	0,0004	0,0027	0,035	0,0003	0,0003	0,00042	0,00023
	As	0,02	0,056	-	-	0,003	-	-	-	0,024
	Cd	0,42	0,548	0,21	0,24	0,107	0,18	0,14	0,16	0,2
	Te	-	0,129	0,007	0,005	0,002	0,01	0,009	0,012	-
	Tl	-	-	-	0,0003	-	-	0,027	-	-
	Sn	-	0,004	0,003	0,0001	-	0,0005	-	0,0003	0,00077
	Ge	0,007	0,004	-	0,0005	0,001	0,0006	0,0003	-	0,0005
	Ga	0,007	0,004	0,0004	0,0006	0,001	0,0013	0,0002	0,0005	0,00078
	In	0,0003	0,008	0,0007	0,0009	-	-	-	-	0,0006
	Hg	0,0017	0,002	0,00003	-	-	0,00011	-	0,0022	0,0022
	Au	0,0012	0,0112	-	-	-	-	0,0003	-	-

ся при высоких температурах, всегда содержат высокие концентрации железа, а низкие концентрации железа в сфалеритах служат доказательством средней и низкой температуры их образования.

Если рассматривать слабо выявленную дисперсию содержаний железа в сфалеритах из разнотипных полиметаллических месторождений региона как результат дисперсии температуры образования сфалеритов, тогда следует иметь в виду, что сфалериты из разных типов руд образовались в очень близких температурных условиях.

Однако, работы А.А.Годовикова, А.Б.Птицина /1/, Л.В.Чернышева, В.Н.Анфилогова /15/) не подтвердили наличие этого эффекта. Они отмечали, что состав насыщенных железом сфалеритов может и при постоянной температуре изменяться в весьма широких пределах в зависимости от активности серы, кислотности растворов и их окислительного потенциала. В какой-то мере это подтверждается нашими работами. О формировании сфалеритов со сравнительно высоким содержанием железа в условиях повышенной кислотности растворов говорят данные по Привольненскому свинцово-цинковому месторождению, руды которого характеризуются широким развитием кварц-магнетит-гематитового парагенезиса. Образование магнетита и гематита в сульфидную стадию процесса рудообразования свидетельствует о повышении роли кислорода и понижении активности серы, об уменьшении щелочности растворов и переход их на каком-то интервале в кислые. Это, возможно, связано с нарушением равновесия системы, вызванное тектоническими подвижками, обусловившими возникновение трещин и доступ кислорода по ним в результате чего в процессе кристаллизации сульфидов активизируется O_2^- , который содействует образованию гематита и магнетита - минералов, характерных для кислой среды. Одновременно парагенезис сфалерита с гематитом свидетельствует о понижении восстановительного потенциала среды к моменту отложения сфалерита. Влияние окислительного потенциала на концентрацию железа в сфалерите можно видеть также на примере Ахталского месторождения. В данном случае об этом свидетельствует широкое развитие на месторождении барита, находящегося в тесной ассоциации со сфалеритом, халькопиритом, галенитом и содержащим высокий продукт окисления серы - комплексный анион $(SO_4)^{2-}$ устойчивый лишь в явно окислительных условиях. Поэтому рассматриваемые сфалериты сравнительно богаче железом.

В отличие от Привольненского и Ахталского месторождений, где процесс формирования сфалеритов протекал в обстановке относительно высокого окислительного потенциала, формирование сфалеритов в месторождениях остальных типов руд протекало в более восстановительных условиях. Содержание железа в сфалеритах этих месторождений заметно уменьшается. Особенно низкими концентрациями железа отличаются сфалериты Шаумянского месторождения (0,155%).

Можно заключить, что кислотно-щелочной и окислительно-восстановительный режим растворов оказывает более существенное влияние на механизм вхождения железа в сфалерит, чем температура, так как режим растворов определяет концентрацию ионов Fe , Zn , S , формы переноса и подвижность их в гидротермальных условиях. Основными примесями и типоморфными элементами в сфалеритах, наряду с железом, являются кадмий, германий и галлий. Содержание этих элементов-примесей в сфалеритах из разнотипных полиметаллических месторождений, является более или менее выдержанным в месторождениях и не зависит от их расположения в той или иной геотектонической зоне.

Среднее содержание кадмия в сфалеритах региона составляет примерно 0,3%. При этом дисперсия содержаний кадмия в сфалеритах весьма незначительна, несмотря на то, что проявляется в пределах одного типа руд, даже в пределах одного месторождения.

Принято считать, что наиболее высокие содержания кадмия в сфалеритах характерны для его маложелезистых разновидностей. Однако, в исследованных сфалеритах отсутствует какая-либо закономерная связь между кадмием и железом. Степень железнистости сфалеритов сама по себе не оказывает влияния на содержание в них кадмия. В одних случаях (месторождение Шаумян, Марцигет) более высокими содержаниями кадмия характеризуются маложелезистые сфалериты, тогда как в других месторождениях (Ахтала, Привольное, Арманис) кадмием богаче сфалериты со сравнительно высоким содержанием железа. Таким образом, характер поведения кадмия в сфалеритах из разнотипных полиметаллических месторождений региона зависит не от типа месторождений, а от геохимических особенностей минерализации.

Аналогичная картина наблюдается и в отношении германия и галлия. Для этих элементов, как и для кадмия характерна весьма не-

значительная дисперсия содержаний в сфалеритах. Исключение составляют сфалериты из колчеданно-полиметаллического типа руд, в которых содержание галлия и германия примерно составляет 0,005%, что в десять раз превышает их концентрацию в сфалеритах из других типов руд. По-видимому, это связано с относительным распространением в рудах минералов германия. Среди них установлены германит, реньерит, которые распространены в рудах крайне неравномерно.

Широко распространенной примесью и типоморфным элементом в сфалеритах полиметаллических месторождений рассматриваемого региона является свинец. Сравнительный анализ сфалеритов, отобранных из разнотипных полиметаллических месторождений региона показывает, что концентрация свинца в них меняется в широких пределах (от 0,04% до 2,0%). При этом устанавливается интересная зависимость: максимально высокие содержания свинца отмечаются в сфалеритах, которые заметно обогащены медью и отчасти сурьмой (месторождения Ахтала, Шаумян, Арманис). В сфалеритах месторождений Круглая Шишка, Марцигет, Газма, Гюмушкана, в которых содержание меди составляет сотые и тысячные доли процента, свинец встречается в весьма малых количествах (0,045%). Конечно, в данном случае нельзя говорить о какой-либо корреляционной зависимости между медью, свинцом и сурьмой в сфалерите. Наблюдаемая связь, по-видимому, определяется совместными условиями их осаждения.

При анализе поведения свинца в сфалерите, естественно возникает вопрос о формах нахождения свинца. Многие исследователи объясняют высокие содержания свинца в сфалерите наличием в последнем свинцовых минералов. Однако, полный анализ сфалеритов и его микроскопическое изучение убедили нас, что исследованные сфалериты свободны от примеси свинцовых минералов. В справедливости последнего утверждения нас убеждает тот факт, что изменение количественных содержаний свинца в сфалеритах вызывает изменение физических свойств последнего - таких как окраска, люминесцентные свойства и др. Подобное явление не может быть связано лишь с обыкновенной механической примесью сульфида свинца. Эта мысль подтверждается при изучении окраски и люминесцентных свойств сфалеритов.

Окраска сфалерита занимает одно из ведущих мест среди его

типоморфных признаков. Известно, что разнообразие окрасок сфалерита зависит главным образом от качественного состава и количественных соотношений элементов-хромофоров в его составе. Следовательно, окраска сфалерита чутко реагирует на изменения, происходящие в составе минералообразующих растворов, и в каждом конкретном случае он приобретает свои специфические особенности окраски. Отсюда и важное диагностическое свойство окраски.

Большой интерес, с точки зрения богатства цветов и оттенков, представляют сфалериты Армении. Встречаются его разновидности от бесцветных до черных с редкими по красоте оттенками красок (светло-зеленая, вишнево-красная и др.). Наибольшим разнообразием цветов отличаются сфалериты Газминского и Марцигетского месторождений. Здесь широкое развитие получили вишнево-красные, зеленые и коричневые сфалериты. Во всех остальных месторождениях преобладающими являются черные и медово-желтые разновидности сфалеритов.

Сопоставление разноокрашенных сфалеритов из полиметаллических месторождений региона показало определенную последовательность их выделения. Повсеместно на месторождениях, в пределах рудных тел, на нижних горизонтах сфалериты преимущественно представлены черной разновидностью, светлые зерна встречаются в единичных случаях. От нижних горизонтов к верхним заметно увеличивается количество светлоокрашенных сфалеритов.

Принято считать, что окраска сфалеритов обусловлена главным образом изоморфной примесью железа и в меньшей степени марганца и кадмия - при переходе от светлых разновидностей к темным содержание железа в них увеличивается. Е.К.Лазаренко /5/, изучая химический состав сфалеритов, установил закономерность в изменении их цвета от почти бесцветных до темно-коричневых в зависимости от содержания железа в них. М.И.Моисеева /8/, изучавшая сфалериты, заключила, что зеленый цвет сфалеритов связан с примесью кобальта. А.А.Ясинская /18/ заключила, что зеленая и желтая окраски сфалеритов вызваны присутствием в них двухвалентного железа. Основной причиной красной окраски сфалерита Е.Г.Проценко, М.М.Сливко /9/, изучавшие спектры поглощения красного сфалерита, считают примесь кадмия. Кроме того, авторы считают немаловажной роль серебра, мышьяка и сурьмы. А.Н.Платонов /10/ считает, что ведущая роль в окраске сфалеритов, несомненно, принадлежит изоморфной

примеси - железу. На основании данных по оптическим спектрам поглощения железистых сфалеритов отмечается, что желтая, бурая, коричневая и черная окраски определяются прежде всего интенсивностью полосы переноса заряда Fe^{2+} . Присутствие других элементов-примесей группы железа вносит лишь небольшое дополнение в смещение полосы переноса заряда.

По данным А.Н.Платонова, заметное влияние на окраску сфалерита оказывает также примесь Co^{2+} . Интенсивность полосы поглощения, связанная с присутствием Co^{2+} , захватывает желто-оранжевую и красную области спектра. А.Н.Платонов, А.Т.Таращан связывают красную окраску сфалерита с примесью олова. Авторами показано, что полоса поглощения, связанная с присутствием Sn^{4+} , располагается в сине-зеленой области спектра.

Из приведенного обзора литературы видно, что вопрос о причинах окраски сфалеритов нельзя считать окончательно решенным. Ниже перейдем к рассмотрению поведения некоторых элементов-хромофоров в разноокрашенных сфалеритах.

Характерной особенностью сфалеритов региона является то, что в рудах светлые и темные разности их, как правило, встречаются совместно; это, в свою очередь, значительно облегчает изучение взаимоотношений разноокрашенных сфалеритов в комбинированных прозрачно-полированных и полированных шлифах.

Было установлено /17/, что в кристаллических зернах медово-желтого сфалерита вдоль плоскостей спайности закономерно располагаются вроски черной разности его. При этом, в одном случае зерна имеют зональное строение с параллельными плоскостями, а в другом - решетчатое, с ромбической формой решеток (рис. 7). По мнению ряда авторов /2, 11, 16/, подобное явление рассматривается как результат самоочистки вещества, происходящей при процессах перекристаллизации. При этом происходит переход темных, богатых железом сфалеритов в светлые безжелезистые разности их с появлением новообразованного пирротина или пирита на границе или по спайности зерен сфалерита за счет освободившегося железа.

Вместе с тем, принимается во внимание возможность того, что микроскопические выделения сульфидов в полях сфалерита могут оказаться не новообразованиями, а первичными минералами /3/, и что изменение окраски сфалеритов может быть связано с изменени-

ем состава растворов или наложением более поздних минералов. Это наглядно видно при микроскопическом изучении взаимоотношений халькопирита и галенита с зернами светлоокрашенных сфалеритов (рис. 8), на стыке которых наблюдается потемнение окраски



Рис. 7. Решетчатое строение сфалерита, состоящего из медово-желтой и черной разностей. М-ние Марцигет, Прозрачный шиф. Ник.П. Ув. 70.

сфалерита. При этом, зерна сфалерита приобретают зональное строение с различной окраской отдельных зон. Аналогичное явление было описано Е.К. Назаренко [5] в полосчатых медно-цинковых рудах Среднего Урала, где вдоль прожилков пирита и халькопирита наблюдалось потемнение окраски коричневого сфалерита. Такое явление, возможно, связано с изменением ионов-хромофоров (Cu, Pb) в растворе в ходе процесса кристаллизации минералов. Это можно объяснить следующим образом. В первую стадию минерализации, в ходе завершения кристаллизации медово-желтого сфалерита, в растворе повышается роль ионов меди, свинца, железа, которые диффундируют вдоль кристаллографических направлений и приводят к локальной перекристаллизации медово-желтого сфалерита с образованием вростков черной разности его. С развитием процесса замещения происходит слияние соседних вростков и медово-желтый сфалерит уступает место черному. Такая схема образования разноокрашенных сфалеритов подтверждается следующими фактами:

1. Границы между указанными разностями сфалеритов резкие (рис. 9), в то время как при процессах самоочистки переходы одной разности в другую были бы постепенными, наблюдалось бы неравномерное распределение окраски и пятна черного сфалерита в медово-желтом.



Рис.8. Изменение окраски медово-желтого сфалерита (светло-серое) на контакте с пиритом (черное). Прозрачно-полированный шлиф. Ник. П, Ув. 70

Помимо того, резкая граница между светлой и темной окрасками свидетельствует о том, что постепенное количественное изменение химизма среды вызывает резкое качественное изменение окраски. При этом отсутствуют какие-либо внешние воздействия, как привнос новой порции растворов, отличных по составу от предыдущих.

2. Зерна медово-желтого сфалерита часто обволакиваются черной разностью, что свидетельствует о развитии одной разности за счет другой.

3. В прозрачных шлифах наблюдаются явления пересечения медово-желтого сфалерита микропрожилками черной разности, причем от микропрожилка апофизы как бы растекаются по плоскости спайности первого и затухают в нем (рис. 10).

4. В полях черного сфалерита встречается тонкая вкрапленность

халькопирита и галенита, тогда как медово-желтые разности не имеют включений. При самоочистке вещества сульфиды обособлялись бы в полях светлой разности. Об отсутствии самоочистки

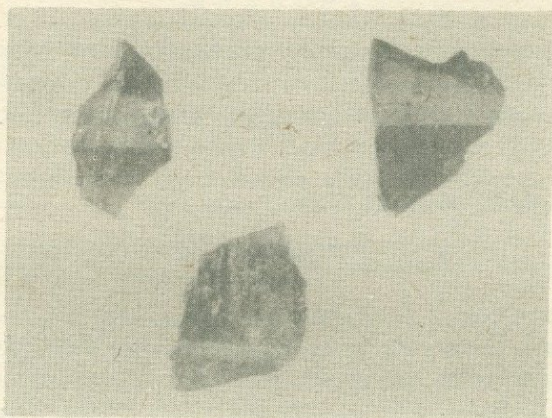


Рис. 9. Резкие границы между медово-желтыми и черными разностями сфалеритов. Ув.35.

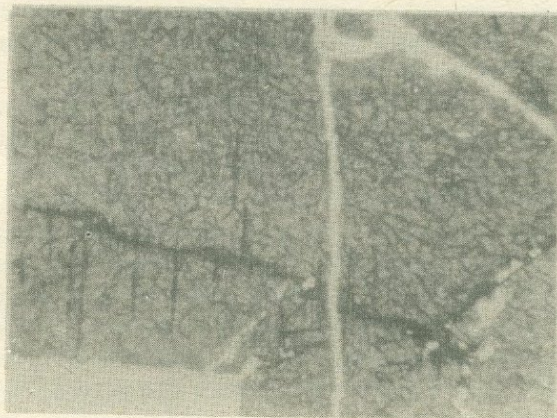


Рис. 10. Микропроникнок черного сфалерита с апофизами в поле медово-желтой разности. Прозрачный шлиф. Ув.70.

вещества в сфалеритах свидетельствуют также результаты химических и спектральных анализов (табл.2).

Т а б л и ц а 2

Химические анализы разноокрашенных сфалеритов (м-ние Марцигет)

Окраска минерала	Э л е м е н т ы								Сумма
	Zn	Fe	Mn	Cd	Cu	Pb	Co	S	
Медово-желтая 4 ^x	65,28	0,80	0,025	0,27	н/обн	н/обн	0,012	32,80	99,187
Черная 3 ^x	64,88	0,64	0,027	0,24	0,13	1,04	-	32,78	99,737

х/ Количество определений

Как выяснилось, по содержанию железа, марганца и кадмия разноокрашенные сфалериты почти не отличаются. Вопреки существующему представлению, в светлых разностях сфалеритов оказалось более высокое содержание железа, чем в его черных разностях. Вместе с тем выяснилось, что при переходе от светлых разностей к черным повышается содержание меди и свинца. Как это представляется?

С повышением в растворах концентрации меди в кристаллической решетке сфалерита ввиду близости ионных радиусов (Zn^{2+} - 0,74 Å, Cu^{2+} - 0,72 Å) происходит закономерная замена ионов цинка ионами меди без изменения объема анионного каркаса. В связи с этим в темных сфалеритах содержание меди более высокое. После завершения кристаллизации сфалерита развитие процессов катионного обмена с одновременным привнесом железа приводит к разрушению решетки сфалерита с образованием на ее месте халькопирита, причем халькопирит часть элементов-примесей заимствует из сфалерита. Этим и объясняется образование периферийных каемок халькопирита вокруг зерен сфалерита и приуроченность микропрожилок халькопирита именно к полям сфалерита.

Содержание свинца в разноокрашенных сфалеритах колеблется в пределах 0,04% до 2,0%. При этом окраска сфалеритов изменяется с увеличением в них концентрации свинца.

Форма нахождения свинца в сфалерите и вызванные им изменения окраски последнего вызывают весьма противоречивые высказывания. Большинство исследователей единодушны в своем мнении, что свинец

в сфалерите может находиться только в виде механической примеси, в виде субмикроскопических включений минеральной формы свинца. Возможность вхождения ионов свинца в решетку сфалерита ставится под сомнение из-за различия их кристаллохимических свойств (таблица 3).

Другие исследователи считают возможным вхождение свинца в решетку сфалерита в ионной форме. Мы предполагаем, что ион свинца (Pb^{2+}) в сфалерите является интерстициальной (междуузельной) примесью. Свидетельством тому служит связь между окраской сфалерита и содержанием свинца в нем, а также способность даже малых

Т а б л и ц а 3

Кристаллохимическая характеристика
свинца и цинка

Элементы	Электрические свойства			Величина радиусов (Å)			Связь	Строение верхних слоев электронной оболочки	Координационное число	Координационное расположение связей
	/ЭК/ по Ферсману	/ОМ/ по Трошину	Проводимость электрич.	Атомный радиус по Бокио	Ионный радиус	Межатомное расстояние				
Zn	2,20	10^8	проводник	1,39	0,83	2,35	Zn-S	sp^3	4	Тетраэдрическое расположение связей
Pb	1,78	I	хороший проводник	1,75	1,26	2,96	$Pb-S_{d^2sp^3}$	d^2sp^3	6	Октаэдрическое расположение связей

количеств свинца вызвать характерное свечение сфалерита, что возможно только в случае определенных взаимоотношений ионов свинца с решеткой сфалерита. Известно, что изменение окраски, способность люминесцировать появляется в результате изменения энергетического состояния минерала, вызванного нарушением периодичности структуры кристалла под действием присутствующих примесей.

Для проверки этого предположения были изучены сфалериты, полученные методом гидротермального синтеза /12/. Принципы эксперимен-

тов заключается в том, чтобы последовательно изменить концентрацию вводимой в раствор примеси свинца и наблюдать изменение физических свойств получаемых кристаллов сфалерита. Было установлено, что свинец, присутствующий в перекрестном сфалерите в виде примеси оказывает существенное влияние на его физические свойства, в частности на окраску.

При переходе от светлых разностей через медовые к черным увеличивается содержание свинца, при этом содержание железа и марганца остается неизменным. Свинец в количествах от 0,0% до 1% существенно влияет на окраску сфалеритов (таблица 4).

Т а б л и ц а 4.

Содержание свинца в разноокрашенных сфалеритах по данным количественных спектральных анализов

№ проб	Содержание свинца в сфалеритах (вес. %)			
	черный	красный	медовый	светло-желтый
32	-	-	-	0,0025
27	-	-	-	0,003
17	-	-	0,02	-
28	-	-	0,065	-
12	-	0,3	-	-
18	-	0,17	-	-
23	-	0,35	-	-
16	1	-	-	-
21	5	-	-	-

Приведенные данные зависимости окраски сфалеритов от содержания свинца в нем в условиях экспериментов являются хорошим материалом для иллюстрации того, что свинец является ионо-хромофором.

Результаты многочисленных определений параметров элементарной ячейки сфалерита, содержащего свинец, показывают полный разброс данных и, казалось бы, невозможно вывести какой-либо закономерности из имеющегося материала. Вместе с тем вывод средней статистической оценки, выражающей зависимость между содержанием свинца и величиной параметра элементарной ячейки разноокрашенных сфалеритов, показал некоторую связь между рассматриваемыми

величинами, свидетельствующую о влиянии концентрации ионов свинца на размер параметра решетки сфалерита.

Таким образом, можно считать установленной достаточно тесную связь между концентрациями свинца и меди и окраской сфалеритов. При этом характер распределения этих элементов в разноокрашенных сфалеритах из разнотипных полиметаллических месторождений, залегающих в различных геотектонических зонах, в общих чертах остается неизменным. Отсюда становится очевидным, что сходство физических свойств сфалеритов отражает близость сходства условий их кристаллизации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате сравнения и сопоставления данных по типоморфным особенностям сфалеритов из полиметаллических месторождений региона можно сделать следующий вывод:

Основной типоморфной особенностью сфалеритов является их химический состав. Примеси и их количественные соотношения в сфалеритах являются отличительным признаком сфалеритов региона. Так, сфалериты региона характеризуются с одной стороны неизменным, низким и устойчивым содержанием железа, кадмия, галлия со слабо выраженной дисперсией, с другой - высоким содержанием свинца, меди, которые в данном случае являются типоморфными примесями.

На основании сходства химизма сфалеритов можно предположить, что физико-химические условия их кристаллизации в полиметаллических месторождениях региона сходны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Годовиков А.А., Птицын А.Б. О морфологии кристаллов искусственного гидротермального сфалерита. - Минералог. сборник, 1966, вып. 4, 20.

2. Иванкин П.Ф. и др. Типы руд и стадии рудообразования на Новоберезовском месторождении. - В сб.: Вопросы геологии и металлогении Рудного Алтая. Изд. АН Каз.ССР, 1960.

3. Кеджоян А.А. О совместном нахождении разноокрашенных сфалеритов. - Минералог. сборник Львовского гос. ун-та, 1964, вып. 3, № 18.

4. Куллеруд Г. Сульфидные системы как геологические термометры. - В сб.: Геохимические исследования. Изд. ИЛ, 1961.

5. Лазаренко Е.К. О химическом составе цинковых обманок Донецкого бассейна. - ЗВМО, 1944, ч. 73, вып. I.
6. Лазаренко Е.К. Цинковые обманки колчеданных залежей Среднего Урала. - Учен. зап. Львовского ун-та, 1955, т. XXXV, вып. 8.
7. Магакьян И.Г. Рудоносные магматические комплексы и рудные формации территории Армянской ССР. - ДАН АрмССР, 1966, т. 43, №4.
8. Мойсеева М.И. Сфалериты Юго-Западного Карамазара. - Зап. Узбекск. отд-ния ВМО, 1969, вып. XIII.
9. Проценко Е.Г., Сливк М.М. Красная цинковая обманка Манга-Зейского месторождения. - Минералог. сборник Львовского ун-та; 1958, № 12.
10. Платонов А.Н., Бершов Л.В. Об изоморфизме кобальта в сфалерите. - Геохимия, 1969, № 3.
11. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. - М., Изд. ИЛ, 1962.
12. Хачатурян Э.А., Мкртчян С.С., Коджоян А.А. О природе окраски перестроенного сульфида цинка. - Изв. АН АрмССР, 1971, №3.
13. Хачатурян Э.А., Мкртчян С.С. Типоморфные особенности сульфидов цинка и свинца в свете экспериментальных исследований. - Изв. АН АрмССР, 1976, №6.
14. Хачатурян Э.А., Коджоян А.А., Мкртчян С.С. Генетические особенности формирования полиметаллического оруденения на территории АрмССР. - Изв. АН АрмССР, 1982, т. 35, №6.
15. Чернышев Л.В., Анфилов В.Н. Экспериментальные данные о составе сфалерита в ассоциации с пирротинном и пиритом при 350-500°C. - ДАН СССР, 1967, №4.
16. Шаддун Т.Н. Перекристаллизация руд при процессах метаморфизма. - В кн.: Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
17. Ясинская А.А. О зависимости важнейших физических свойств цинковых обманок от химического состава. - Минералог. сборник Львовского геол. общ-ва, 1951, №5.
18. Ясинская А.А. Об окраске цинковых обманок. - Минералог. сборник Львовского геол. общ-ва, 1955, №9.

Ш.О.Амирян, А.З.Алтунян, М.С.Азизбеян

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ТУМАНЯНСКОГО И ЧКНАХ-БАЗУМСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ.

Северо-западная часть Армянской ССР, охватывающая Туманянский и Чкнах-Базумский рудные районы, характеризуется многочисленностью и разнообразием рудных формаций. Здесь обнаружены месторождения и проявления контактово-метасоматических железных, серноколчеданных, медно-молибденовых, медных, медно-мышьяковых, полиметаллических, свинцовых, золото-полиметаллических, золото-вольфрам-молибденовых, сурьмяно-реальгаровых, ртутных и баритовых руд.

Отмеченные рудные формации отличаются друг от друга геологическими, минералого-геохимическими и генетическими особенностями, обусловленными тектоно-магматическим и металлогеническим развитием Туманянского и Чкнах-Базумского рудных районов. Эти районы включают отрезки двух различных геотектонических зон с характерными для них типами магматизма и металлогении.

Туманянский рудный район охватывает области преимущественного развития юрского вулканизма, отчасти мела и эоцена, с прорывающими их интрузивными массивами. Для этой области характерны начальные и средние этапы геотектонического развития с наложением процессов активизации.

Чкнах-Базумский рудный район занимает области преимущественного развития меловых и палеогеновых осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований и прорывающих их интрузивных пород. Для этих областей характерны начальные, средние, поздние и конечные этапы геосинклинального развития. Характерной особенностью этой зоны является то, что она заложена вдоль глубинного разлома, по которому внедрены ультрабазиты со свойственной для них минерализацией.

Особенности геологического строения и тектоно-магматического

развития оставили свой отпечаток на металлогении этих двух рудных районов. В Туманянском рудном районе хорошо представлены железорудные (скарновые), медно-молибденовые, медные, полиметаллические и баритовые месторождения, а в Чкнах-Базумском - серноколчеданные, медные, железорудные, полиметаллические, медно-мышьяковые, золото-полиметаллические, золото-вольфрамово-молибденовые, свинцовые и сурьмяно-реальгаровые.

Проявления рудной минерализации, особенно постмагматической гидротермальной, контролируется пикативными и разрывными структурами. Как интрузивы, так и связанные с ними рудопроявления приурочены к антиклинориям и брахиантиклинальным складкам. По видимому продольные и поперечные нарушения, а также разломы глубокого заложения, образованные в результате складкообразующих движений, служили путями проникновения магм и гидротермальных растворов.

В размещении штоков и даек, а затем и рудной минерализации важное значение среди разрывных нарушений имеют зоны региональных разломов и их оперения. Прослеживаются они на сотни километров, при мощности до десятков метров, переходя с одного рудного района в другой. Эти нарушения определяют линейное распределение оруденения, а сопряженные с ним зоны трещиноватости и дробления пород служили местом локализации руд.

Одно такое крупное нарушение протягивается от Карнутского месторождения в северо-западном направлении, к Алавердскому месторождению и далее к верховьям р. Болниси. Кроме указанных месторождений, к этому нарушению приурочен ряд рудопроявлений серноколчеданных, медных и полиметаллических руд в верховьях р.р. Аксибара, Воскесар и Болииси.

Второе крупное нарушение проходит по линии Аксибара I, Аксибара II к Ахтальскому и Шамлутскому месторождениям. К этому нарушению приурочены также проявления медно-молибденовых руд Шевут, Езох, Техут, Падхут, Манстев. Наиболее крупные концентрации руд приурочены к меридиональным и близкитротным (северо-восточным) разрывам. Другое крупное нарушение северо-западного направления протягивается по долине р. Марцигет к ее устью, дальше на северо-запад через г. Черемша к с.е. Привольное, Сарчапет, Сарнар и далее в бассейн р. Машавера. К этому нарушению приурочены рудопроявления Марцигетской (золото-полиметаллические, медные) и При-

вольненской (полиметаллические и медные) групп и полиметаллические рудопоявления бассейна р. Мамавера (Груз.ССР). Оруденение представлено прожилково-вкрапленным и жильным типами в вулканогенных породах эоцена (Привольненская и Марцигетская группы), а также пластообразными залежами в соответствующих вулканогенно-осадочных породах (Черемша, Леджан). Следующее нарушение северо-западного простирания, сопровождаемое гидротермально измененными породами и рудной минерализацией, протягивается от с. Мгарт к с. Овандара. К нему приурочены рудопоявления меди, свинца, цинка (Мгарт, Дарбандлы, Верблюжья балка, Круглая Щель). Аналогичное нарушение проходит по направлению от с.Свердлов, через вершину Айдарбек к с.с. Круглая Шинка, Шахназар, где установлены проявления полиметаллических, медных и свинцовых руд (Ягдан, Когес, Дзорагет, Круглый Бугор, Шахназар и др.).

К крупному близширотному Маймех-Меграутскому нарушению приурочены выходы гранитоидов, граносиенитов и рудопоявления медных (Арцруны, Фролово), полиметаллических (Маймех), золото-свинцовых (Фиолетово, Гамзачиман), медно-мышьяковых (Арцрут), серно-колчеданных (Тандзут), золото-полиметаллических (Арманис) руд.

Нередко рудоконтролирующими являются пересечения межформационных и внутриформационных зон отслаивания на контактах пород с различными физико-механическими свойствами, литологическим составом, физико-механическими свойствами и химическим составом пород, внутреннего строения (Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Чибухлы, Тандзут, Привольненская группа). Роль рудовмещающих пород в локализации оруденения проявляется в морфологических и структурно-текстурных особенностях рудных тел и руд, в интенсивности оруденения, химическом и минеральном составе руд, характере околорудного метасоматоза пород. Нередко отдельные разности пород (альбитофиры, дайки диабазов, агломераты, кератофиры, кварцевые кератофиры) играли роль экрана на путях продвижения растворов (Алаверди, Шамлуг, Привольненская группа).

Магматический контроль оруденения проявляется в тесной пространственной и временной связи его с выходами гранитоидов, граносиенитов, основных и ультраосновных пород. Это особенно хорошо наблюдается для магматического хромитового, медно-никелевого и скварного железорудного оруденения. Нередко оруденение находится в интрузивных массивах (хромитовое, медно-никелевое) или же в их

экзо- и эндоконтактах (железородное, медно-молибденовое), где наблюдается переход от пегматитового типа оруденения к скарно-во-метасоматическим и гидротермальным со сходной сульфидной минерализацией. В некоторых типах гранитоидов и граносиенитов наблюдается повышенное содержание ценных компонентов и аксессуарных рудных минералов. В таких случаях породообразующие минералы также характеризуются повышенным содержанием рудогенных элементов. Все эти и другие факты (изотопные, геохронологические, геохимические и петрохимические) указывают на генетическую или парагенетическую связь оруденения с интрузивными массивами, малыми интрузиями, субвулканическими и нередко жерловыми фациями пород.

Таким образом, геотектонические, структурные и магматические особенности развития Севано-Ширако-Акеринской и Сомхето-Карабахской зон обусловили основные черты их металлогении и многообразие рудных формаций.

Скарновая железорудная формация руд генетически связана с наиболее крупными интрузивными массивами гранодиоритов и кварцевых диоритов мелового (Кохб, Бовери-гаш, Мисхана, Карцах, Вартагх) и эоценового (Сот, Сари-булах, Джангар, Базум и др.) возрастов. Оруденение представлено зонами, метасоматическими залежами, линзами, плитообразными и жилообразными телами, а нередко и жилами в непосредственных контактах интрузивных массивов с вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами юры, мела и эоцена.

В составе руд железорудной формации установлены магнетит, гематит, мушкетовит, мартит, гранат, эпидот, скаполит, волластонит, хлорит, кварц, карбонат. Второстепенную роль играют пирит, халькопирит, ильменит, марказит, пирротин.

Наблюдения показывают, что скарнообразование и оруденение имели место в результате последовательного поступления скарнирующих рудообразующих растворов. Четко видна наложенность гематит-магнетитовой и сульфидной минерализации на гранат-пироксеновые и гранат-эпидот-хлоритовые скарны.

Железородные месторождения принадлежат к контактово-метасоматическому (скарновому) типу.

Руды хромитовой формации проявлены в районах развития основных и ультраосновных пород и генетически тес-

но связаны с дунитами и гарцбургитами (Агбабская группа рудопроявлений в Амасийском районе, Арманисское рудное поле).

Хромитовое оруденение представлено гнездами, линзообразными, жиллообразными телами, шпировыми обособлениями и вкрапленной минерализацией. В составе руд установлены хромит, магнетит, хромшпинелиды, серпентин, нередко оливин, хромгранаты, хромхлориды, изредка хромдиоксид, кальцит, пирит, пирротин, пентландит, миллерит, халькопирит.

По генезису хромитовая формация относится к позднемагматическому (гистеромагматическому) типу.

Ф о р м а ц и я м е д н ы х руд имеет широкое развитие как в Туманянском, так и Чинах-Базумском рудных районах. Медное оруденение размещено в вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложениях юры и эоцена и прорывающих их интрузивных массивах (Алаверди, Шамлуг, Анкадзор, Мгарт, Когес, Чибухли, Дсех, Карнут, Шлоркут, Аксибара и др.). Медная минерализация отмечается как в местах развития интрузивных массивов, так и за их пределами. Нередко она в виде наложенной минерализации наблюдается в скарновых месторождениях. По-видимому, медная минерализация парагенетически связана и с интрузивными массивами, и малыми интрузиями, и субвулканическими породами мелового и эоценового возрастов. Характерной особенностью медных руд является наличие в их составе гематита и нередко полиметаллов и барита, чем они сходны, с одной стороны, с железорудной формацией, с другой - полиметаллической. На всех месторождениях меди наблюдается однотипная стадийность рудообразовательного процесса.

Формация медных руд представлена линзами, жилами, зонами прожилково-вкрапленной минерализации. В составе руд определены пирит, халькопирит, гематит, сфалерит, галенит, блеклая руда, нередко магнетит, теллуриды висмута, серебра и свинца, самородное золото. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом, баритом, гипсом.

Медная формация руд находится в тесной генетической связи с колчеданной, полиметаллической и нередко медно-молибденовой и железорудной. В генетическом ряду рудных формаций она следует за серноколчеданной, а за ней идет полиметаллическая.

Серноколчеданная и полиметаллическая стадии проявляются на медных месторождениях в указанном выше порядке - серноколчеданная, медная, а затем полиметаллическая. На отдельных месторож-

дениях (Алаверди, Шамлуг) они образуют также самостоятельные серноколчеданные и полиметаллические линзы и жилы.

Состав руд, структурно-текстурные их особенности, характер изменения рудовмещающих пород, температуры их образования (данные декрипитации и гомогенизации газовой-жидких включений), а также морфологические особенности рудных тел, характер взаимоотношений оруденения с различными фациями пород, мощность надрудной покрывки, а также изотопные исследования серы указывают на принадлежность месторождений и проявлений медной формации к среднетемпературной гидротермальной группе малых-умеренных глубин. Среди них можно выделить контактово-метасоматические (наложенные), плутоногенно-гидротермальные и вулканогенно-гидротермальные (связанные с субвулканами и малыми интрузиями).

Серноколчеданная формация руд имеет широкое распространение, особенно в Чкнах-Базумском рудном районе (Тандзут, Чибухли, Марц, Аксибара и др.). По всей вероятности, она имеет и плутоногенное, и вулканогенное происхождение. Кроме самостоятельных месторождений, серноколчеданные руды широко представлены также на месторождениях медной формации, где кроме жил и прожилков образуются крупные линзы серного колчедана (Алаверди, Шамлуг).

В виде пиритовых жил, прожилков и вкрапленности серноколчеданная минерализация проявляется на железорудных, медно-молибденовых и полиметаллических месторождениях.

Приуроченность серноколчеданных руд к интрузивным и субвулканическим фациям пород, а нередко и вулканотектоническим сооружениям свидетельствует о их плутоногенном и вулканогенном происхождении. По составу руд, минералого-геохимическим и структурно-текстурным особенностям руд и характеру околорудных изменений пород (окварцевание, пиррофиллитизация, карбонатизация), а также по мощности надрудной покрывки пород серноколчеданные месторождения относятся к среднетемпературным приповерхностным гидротермальным образованиям.

Медно-мышьяковая формация руд имеет ограниченное развитие. Она представлена двумя небольшими рудопроявлениями - Мец-дзор и Арчут, расположенных в эоценовых туфитах, туфобрекчиях и порфиритах, которые прорываются небольшими интрузиями гранитоидов и габбро-диоритов.

Оруденение представлено зонами прожилково-вкрапленной минерализации, жилами и прожилками, приуроченными к антиклинальным складкам северо-западного простирания. По составу среди орудененных зон выделяются медно-мышьяковые, медно-серноколчеданные и кварц-турмалиновые (Мец-дзор). В составе руд установлены кварц, турмалин, пирит, халькопирит, тантанит, энаргит, лионит, редко молибден (Мец-дзор), сфалерит, галенит, станнин, касситерит, эмфлектит, пирротин, халькозин, ковеллин, карбонаты.

Структурным контролем оруденения на обоих рудопроявлениях являются зоны брекчирования пород и разрывные нарушения северо-западного и меридионального простираний.

По генетическим особенностям медно-мышьяковая формация руд принадлежит к высоко-среднетемпературным образованиям малых глубин. Парагенетически эта формация связана с верхнеэоцен-олигоценным магматизмом. Наличие турмалина в экзоконтакте Урутской интрузии гранит-аплита и в рудах Мец-дзорского месторождения свидетельствует о их парагенетической связи. Арчутское же проявление находится в экзоконтакте гранодиоритов и габбро-диоритов, которые вместе с рудовмещающими вулканогенными породами гидротермально изменены.

Медно-молибденовая формация руд представлена Техутским месторождением и рядом проявлений (Пиджут, Ахпат, Цахкапат, Шевут, Манстев, Ваагнадзор, Назои-врт и др.). Медно-молибденовая минерализация установлена также на месторождениях Мец-дзор, Шамлуг, Ахтала.

Медно-молибденовое оруденение Техутского рудного поля приурочено к Шнох-Кохбскому интрузивному массиву гранодиорит-тоналитовой формации нижнемелового возраста. Рудопроявления Чкнах-Вазумского рудного района находятся в эоценовых вулканогенных породах и имеют более молодой возраст. Молибденит находится и на Гамзачманском месторождении золото-шешелитовых руд, где образует самостоятельные жилы и прожилки. Он был установлен также в миароловых пустотках редких пегматитовых жил.

Медно-молибденовые руды представлены штокверковым типом оруденения, жилами, прожилками и вкрапленностью. В составе руд установлены пирит, халькопирит, молибденит (главные), сфалерит, галенит, тетраэдрит, висмутин (редкие). Из нерудных минералов присутствуют кварц, кальцит, ангидрит, гипс, гидрослюда, цеолиты.

Рудный процесс на Техутском месторождении протекал многостадийно. По составу и структурно-текстурным особенностям установлены кварцевые, кварц-карбонатные, ангидрит-гипсовые, пиритовые, пирит-халькопиритовые, молибденитовые, халькопирит-молибденитовые и полиметаллические парагенезисы, приуроченные к отдельным стадиям рудного процесса.

Рудоконтролирующими являются разрывные нарушения и зоны смятия, брекчирования пород, а также трещины отрыва, приуроченные к экзо-и эндоконтакту Шнохского интрузивного массива, а в Чинах-Базумском рудном районе - вулканогенным породам эоцена.

Оруденение сформировалось на умеренных - малых глубинах, при средних температурах.

Золото-шеелит-молибденитовая формация руд представлена единственным Гамзачиманским месторождением, расположенным среди порфириров и прорывающих их граносиенитах верхнеэоцен-нижнеолигоценного времени.

Оруденение представлено зонами прожилково-вкрапленной минерализации, жилами и прожилками близширотного простирания, сопряженные с Маймех-Мегрутским нарушением.

По минеральному составу на месторождении выделяются кварцевые, кварц-пиритовые, кварц-молибденитовые, кварц-шеелитовые, полиметаллические, кварц-карбонатные парагенезисы, которые являются продуктами отдельных стадий минерализации.

В составе руд установлены кварц, кальцит (манганокальцит), халцедон, серицит, хлорит, каолинит, пирит, молибденит, шеелит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, пирротин, марказит, теннантит, тетраэдрит, галенит, самородное золото, второстепенное значение имеют и редко проявляются алтаит, тетрадимит, теллуризмутит, калаверит, сильванит, гессит, киноварь, энаргит, висмутин, борнит, магнетит, гематит. Из вторичных минералов встречаются браунит, пиролизит, псиломелан, манганит, малахит, азурит, ковеллин и другие.

Гамзачиманское месторождение парагенетически связано с Гилутской граносиенитовой интрузией верхнеэоцен-нижнеолигоценного времени. Рудные тела находятся как в граносиенитах, так и экзо-контактных порфиритах. По парагенезисам минералов, окружающих изменениям пород месторождение сформировано в среднетемпературных условиях, а по фаціальным и петрохимическим особенностям

пород, а также по мощности пород, перекрывающих интрузивный массив и оруденение, месторождение является образованием малых глубин.

Полиметаллическая формация руд имеет довольно широкое развитие в обоих рудных районах (Ахтала, Привольненская группа, Чатин-даг, Ягдан, Овандара, Мариская группа и др.).

Следует отметить, что кроме собственных месторождений, полиметаллические руды проявляются также на медных (Алаверди, Шамлуг, Анкадзор, Когес), медно-молибденовых (Техут), золото-полиметаллических (Арманис, Марц), золото-шеллитовых Гамзачиман месторождениях, что указывает на генетическую (парагенетическую) связь этих формаций.

Полиметаллические месторождения расположены в юрских и эоценовых вулканогенных породах. Они представлены линзами, жилами, прожилками, пластообразными телами и прожилково-вкрапленной минерализацией. Среди них по генетическим особенностям можно выделить две группы. Одна группа (Привольное, Леджан, Архашен) принадлежит к телетермальному классу, другая - к плутоногенному (Марц, Ахтала, Овандара, Ягдан и др.). Полиметаллические месторождения, ассоциирующие с медными, возможно, парагенетически связаны с субвулканическими малыми интрузивными штоками и дайками.

Для полиметаллических руд характерна ассоциация с баритом и повышенные содержания золота, серебра, теллура, висмута, кадмия, индия, сурьмы, мышьяка, изредка германия.

На медных и медно-молибденовых месторождениях полиметаллические руды формируются в более поздние стадии минерализации, в среднетемпературных условиях. Полиметаллические месторождения являются многостадийными образованиями. Они образовались на малых глубинах, при средних температурах.

Минеральный состав руд полиметаллических месторождений сложный. В них установлены пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, тетраэдрит, алтаит, гессит, нередко борнит, гематит, ковеллин, самородное золото, серебро, редко реньерит (Ахтала), молибденит, халькозин, энаргит, аргентит, стромеерит и др. Главными жильными минералами являются кварц, кальцит, барит, нередко гипс.

Полиметаллические месторождения по минеральному составу, структурно-текстурным особенностям руд и морфологическим особенностям рудных тел, а также по пространственной и временной связи с определенными формациями и фациями пород принадлежат к плутоногенно-гидротермальным, вулканогенным и телетермальным классам.

С в и н ц о в а я ф о р м а ц и я руд имеет ограниченное развитие (Памбак, Круглая Шишка). Свинцовые проявления установлены в вулканогенных породах эоцена, в экзоконтактовых участках прорывающих их гранитоидных интрузий. В обоих проявлениях свинцовые руды представлены небольшого размера гнездообразными и линзообразными телами, приуроченными к окварцованным, карбонатизированным, каолинизированным вулканитам.

В составе руд главным минералом является галенит. Второстепенное значение имеют сфалерит, халькопирит, пирит, блеклые руды. Из жильных минералов участвуют кварц, карбонат и барит (редко). Рудоконтролирующими являются разрывные нарушения северо-западного простирания и их оперения.

Эта формация руд занимает определенное место в ряду родственных рудных формаций - после свинцово-цинковой, но до золото-полиметаллической. Она сформировалась в средне-низкотемпературных и приповерхностных условиях и относится к телетермальному классу гидротермальной группы.

З о л о т о - п о л и м е т а л л и ч е с к а я ф о р м а - ц и я руд развита в области развития эоценового вулканизма (Арманис, Марц, Дсех, Мгарт, Качачкут и др.). В образовании и локализации золото-полиметаллических руд важное место принадлежит разрывным нарушениям, гипабиссальным интрузивам и субвулканическим телам верхнетретичного возраста.

Оруденение представлено жилами, жильными зонами, столбообразными телами и зонами прожилково-вкрапленной минерализации. Рудоконтролирующими для Арманисского месторождения являются Куйбышевский разлом и сопряженные с ним трещины скола и отрыва, а для Марцигетской группы рудопроявлений - Марцский разлом и оперяющие его трещины.

По минеральному составу руд и их взаимоотношениям на золото-рудных месторождениях выделяются кварцевый, карбонат-цеолитовый, гипсовый, пиритовый, пирит-халькопиритовый, сфалерит-галенито-

вый парагенезисы, соответствующие самостоятельным стадиям минерализации.

В составе руд участвуют кварц, кальцит, барит, гипс, цеолиты, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, самородное золото, электрум, самородное серебро, гематит, магнетит (главные), блеклые руды, алтаит, гессит, тетрадимит, волынскит, рецбанит, матильдит, марказит, в отдельных случаях - сафлорит, полидимит, бурнонит.

Гидротермальные изменения пород представлены пропилитизацией, цеолитизацией, огипсованием и вторичными кварцитами.

По минеральным парагенезисам характеру и фациям изменения пород, температурным условиям образования (согласно результатам гомогенизации и декрипитации газово-жидких включений от 140° до 250°C), условным потенциалам ионизации (от 169 до 222 ккал/мол), а также структурно-текстурным и геохимическим особенностям руд они образовались в средне-низкотемпературных условиях.

Небольшие размеры ассоциирующих с рудами интрузивных тел, их фациальные особенности, небольшая мощность надрудной покрывки пород, структурно-текстурные, геохимические и морфологические особенности руд свидетельствуют о малых глубинах их формирования.

Пространственная и временная приуроченность оруденения к верхнеэоцен-олигоценным интрузивным и субвулканическим породам указывает на их парагенетическую связь.

Таким образом, золото-полиметаллическая формация руд принадлежит к образованиям малых глубин и средних-низких температур, т.е. плутоногенным и вулканогенным гидротермальным типам.

А н т и м о н и т - р е а л ь г а р о в а я ф о р м а ц и я руд имеет ограниченное развитие в пределах западного отрезка Севано-Ширако-Акеринской структурной зоны (Амасийское рудопроявление). Рудопроявление находится в районе развития основных и ультраосновных пород, прорывающих меловые известняки.

Рудоносная зона приурочена к разрывным нарушениям, где вдоль них образовались зоны лиственитизации. Рудные тела в пределах зоны образуют гнезда, невыдержанные жилы, прожилки.

Состав руд: антимонит, реальгар, немного борнита, ковеллина, марказита, халькопирита, самородного мышьяка, аннабергита, кварца, карбоната.

По генетическим особенностям рудопоявление относится к типу гидротермальных телетермальных и, вероятно, связано с нескрытыми гранитоидными интрузивами мио-плиоценового времени (гранит-порфиры, диабазы, дациты). В образовании и размещении антимонит-реальгаровых руд, по-видимому, главная роль принадлежит глубинному разлому и повторным, наложенным нарушениям, достигших значительных глубин.

Ртутная формация руд имеет очень ограниченное развитие. Киноварь установлена в речных отложениях бассейнов р. р. Дзоргагет, Гергер, Ахуриан, Марц, на участках развития зон лиственитизации основных - ультраосновных и окварцевания и карбонатизации вулканогенных пород. В коренном залегании ртутная минерализация обнаружена в порфиритах и туфопесчаниках среднего эоцена у селений Лорут и Атан, а также на Туманянском медно-полиметаллическом месторождении.

Ртутное оруденение представлено небольшими прожилками и вкрапленностью киновари, в ассоциации с кальцитом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и пиритом.

Участки ртутной минерализации приурочены к Марцскому и Куи-бышевскому нарушениям. Генетически ртутные проявления относятся к телетермальному гидротермальному типу и находятся в пространственной и временной связи с верхнетретичными субвулканическими породами (дациты, гранит-порфиры, диабазы).

Баритовая формация имеет широкое развитие (Ахтала, Ераванк, Акори, Воскесар, Ксхб, Вартагех, Джейран-огли и др.). Кроме самостоятельных месторождений, барит участвует также в составе руд медных (Алаверди, Шамхут), золото-полиметаллических (Арманис) и полиметаллических (Ахтала) месторождений. Следует отметить, что северная Армения вообще богата баритом и он является характерным минералом многих типов руд.

Баритовая формация представлена жилами и прожилками, приуроченными к трещинам отрыва крупных разрывных нарушений, расположенных в порфиритах, туфобрекчиях и туфопесчаниках. На медных и полиметаллических месторождениях чистый барит обычно занимает верхние горизонты или удаленные участки. Другая генерация барита тесно ассоциирует с медными и особенно полиметаллическими рудами.

В ассоциации с баритом участвуют кварц и карбонат. В отдель-

ных случаях встречаются красные, белые и серые разности барита. Цвет во многом обусловлен примесями гематита и других окислов. Парагенетически баритовая минерализация связана с меловым и эоцен-олигоценным магматизмом. Образование баритовой минерализации происходило в приповерхностных, окислительных условиях (в барите сера представлена в наиболее окислительной форме - S^{6+}).

Как следует из приведенных данных, северо-западная часть Армянской ССР богата разнообразными по составу и условиям образования формациями руд. Описанные формации в основном образовались в орогенный и особенно позднеорогенный этапы развития областей их распространения, так как они контролируются разрывными нарушениями, секущими все породы района (до плиоцена).

Часть из описанных формаций принадлежит к магматическим типам, другая часть - контактово-метасоматическим, а главная масса - постмагматическим гидротермальным (плутоническим, вулканическим и телотермальным).

В каждом генетическом типе и рудном поле рудные формации определенных металлогенических эпох составляют генетические ряды, связанные между собой и в генетическом отношении, и в минералогическом-геохимическом. Например, сурьмяная, ртутная и реальгар-аурипигментовая формации составляют один ряд, серноколчеданная, медная, полиметаллическая и золото-полиметаллическая - второй ряд, медная, медно-молибденовая - полиметаллическая - третий и т.д.

Установленные генетические, металлогенические и минералогическо-геохимические особенности руд и рудных месторождений имеют важное теоретическое и практическое значение.

А.Г.Тонакян, А.И.Шмидт, А.С.Аванесян

ОСНОВЫ ПРОГНОЗА МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВАНО-АМАСИЙСКОЙ ЗОНЫ (Малый Кавказ).

Севано-Амасийская зона обычно была известна как область, характеризующаяся развитием золотого, полиметаллического, золото-полиметаллического, серноколчеданного, медного, хромитового и ртутного оруденения. В этой зоне обнаружен целый ряд месторождений и рудопоявлений отмеченных промышленно-генетических типов (Зодское, Привольненское, Арманисское, Чибухлинское, Тандзутское, Анкадзорское, Шоржинское, Сараланджское и др.). Перспективы выявления новых месторождений и рудопоявлений в пределах этой зоны связывались именно с этими типами /3/. Однако работами последних лет, проведенными коллективами партии ПМК УГ АрмССР и ЦНИГРИ при составлении прогнозно-металлогенических карт Степанаванского рудного района, в пределах этой площади выявлены прямые поисковые признаки и геологические предпосылки обнаружения медно-молибденового месторождения медно-порфирового типа, характерного, как считалось, для Памбак-Зангезурской (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Анкаван) и, отчасти, Алаверди-Кафанской (Техут, Шикахох) зон.

Рассматриваемая зона охватывает область Севано-Амасийского прогиба, в которой широкое развитие имеют мел-палеогеновые, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Более древние породы юрского возраста выходят в виде тектонических блоков и экзотических глыб.

Севано-Амасийский прогиб в своей послемеловой стадии развития относится к структурам типа вторичногеосинклинальных вулканогенных поясов по классификации Г.А.Твалчредидзе /7/. От первичногеосинклинальных он отличается тем, что комплекс палеогеновых вулканогенных образований характеризуется редуцированным развитием толщ толеитовой серии, отсутствием контрастно-диффе-

ренцированной формации, более высоким кали-натриевым соотношением и повышенной глиноземистостью вулканитов /8/.

Внутреннее строение Севано-Амасийского прогиба весьма неоднородно как по простиранию зоны, так и в ее поперечном сечении. В пределах Степанаванского рудного района в поперечном сечении зоны выделяются три подзоны: Северная (Леджанская), Центральная (Арманисская и Южная (Базумская).

Указанные подзоны резко различны по магматизму, дизъюнктивным и пликративным структурам, что предопределяет и различные условия локализации оруденения в этих подзонах. Первая (Леджанская) характеризуется пологими брахиэклидчатными формами складок, заложённых на юрско-меловом субстрате и кристаллическом фундаменте. В целом, эта пологая ($10-20^\circ$) моноклираль погружается на юг под Центральную подзону и характеризуется развитием кольцевых структур.

Центральная и Южная подзоны имеют складчато-блоковое строение, что определяется развитием систем крутых ($40-70^\circ$) линейных складок. Разломы согласны с формами складчатости, что свидетельствует об их одновременном формировании.

В общем, регион представляет собой крупный кайнозойский прогиб с активной вулканической деятельностью в эоцен-неогене. Учитывая наличие в основании эоценового разреза типично натриевых базальтовых вулканитов с толеитовым типом дифференциации, характерным для инициального вулканизма, и накопление впоследствии мощных комплексов геосинклинального и орогенного типов, можно предположить, что весь кайнозойский тип развития этой зоны следует выделить в раздел позднеальпийского цикла. Анализ фациально-формационных особенностей этих отложений позволяет выделить 3 типа и, следовательно, 3 структурных яруса: геосинклинальный этап - нижний структурный ярус $P \frac{1}{2} - P_2^{2(1)}$, раннеорогенный-средний структурный ярус $P_2^2 - P_2^3$ и позднеорогенный - верхний структурный ярус $N - Q_2$.

Суммируя материал, можно полагать также, что в период заложения Севано-Амасийского геосинклинального прогиба произошло формирование мощного в центральной части структуры и маломощного на северной окраине комплекса вулканитов недифференцированной натриевой базальтовой формации, в районе южной подзоны фациального сменяющегося туфогенно-терригенными отложениями. Одновременно

менно или несколько позднее в краевых частях прогиба, в бортах смежных поднятий, происходило формирование вулканогенных толщ сильно дифференцированной андезито-базальтовой формации калий-натриевого ряда. Здесь развивалась цепь вулканов центрального типа.

В следующей стадии того же геосинклинального периода произошло накопление толщ контрастной андезито-базальтовой-липарито-дацитово-натрово-кали-натрового ряда в пределах прогиба (Базумской подзоны), в пределах же северной окраины (Леджанской подзоны) формировались совершенно иные толщи кислых вулканитов липарито-дацитово-калий-натриевого ряда с образованием крупных вулканических построек, захороненных весьма маломощными осадочными толщами и покровом игнибритов.

В середине среднего эоцена произошла крупная структурная перестройка, сопровождающаяся внедрением гранитоидов габбро-гранодиорит-гранитовой (базальтоидной) формации.

Граница смены режима проведена в среднем эоцене (а не в пред-верхнем, как это ранее было принято) на основании установленного несогласия и наличия этапа подъема и эрозии толщ перед образованием отложений выделяемой нами мецдзорской свиты, возраст которой фаунистически характеризуется не моложе среднего эоцена. Этот период завершился обрушением поднятого вулканического свода, сопровождаемого взрывными процессами, о чем свидетельствует наличие агломератовых брекчий эксплозивных пород.

В последующем развитии произошло резкое прогибание Центральной и Южной подзон, сопровождающееся накоплением вулканогенных толщ андезитового состава непрерывно дифференцированной формации калий-натриевого ряда с последующим внедрением интрузивов и даек гранит-гранодиоритовой и гранит-порфировой формаций.

В дальнейшем на эродированной поверхности развиваются вулканогенно-осадочные породы Медвежьегорского комплекса, а по региональным разломам Центральной зоны внедряются малые интрузии риолитовой формации. В то же время происходит воздымание северного блока с выведением на поверхность гранитоидных интрузий и накоплением грубых регрессивных серий.

Так нам представляется история развития выделенных нами подзон, которые, судя по собранным материалам, развивались в пределах районов с существенно различным строением субстрата и характеризуются различным типом оруденения.

Ниже мы рассмотрим Северную (Леджанскую) подзону, в пределах которой прогнозируется медно-молибденовое порфировое оруденение. Эта зона может быть параллелизована с внутренними вулканическими дугами эвгеосинклинальных зон или окраино-континентальными вулканическими поясами, для которых, как известно, характерны медно-молибденовое и золото-серебряное оруденение. Благодаря проведенному структурно-формационному картированию, в пределах этой подзоны удалось выделить следующие блоки и вулканогенно-тектонические структуры:

1. Локскую моноклираль.
2. Апаклу-Сискятскую брахисинклираль.
3. Мец-дзорскую вулканогенно-тектоническую депрессию.

Локская моноклираль характеризуется пологим ($10-20^{\circ}$) юго-западным падением. В ней оконтуриваются выходы основных вулканитов натриевой базальтовой формации и вулканический массив, сложенный кислыми вулканическими постройками (в районе Архашан и Ягарташ) с известково-терригенными отложениями на их склонах. Именно с ними ассоциируют стратиформные полиметаллические руды, контролируемые плоскостями Марцигетского разлома и Ягарташского нарушения. Мецдзорская вулканическая структура является крупной вулканогенно-тектонической постройкой, на глубине которой, по данным гравиметрической съемки, предполагается кислый интрузивный массив, подсеченный на глубине 360 м скважиной и, по устному сообщению Б.М.Меликсетяна, представленный свежими, мелко-среднезернистыми кварцевыми диоритами. Он ограничивается кольцевыми дугообразными разломами, образующими внутреннее и внешнее кольца. Внешний кольцевой разлом не только откартирован, но и четко отбивается геофизическими методами. Он оконтуривает выделенную нами мецдзорскую свиту ($P_2^{(2)}$).

Последняя трансгрессивно и несогласно, с базальным горизонтом в основании, залегает на отложениях Привольненской и Айдарбекской свит. В основании этой толщи залегает прерывистый горизонт полимиктовых круглоглыбовых конгломератов смешанного состава (Урутский горизонт) сформировавшийся, очевидно, в результате мощного первоначального проседания всей этой кальдерообразной структуры. Пачки эксплозивных пород разделены одним выдержанным горизонтом туфобрекчий основного андезито-базальтового состава и одним прерывистым горизонтом брекчий, фиксирующими этапы пов-

торных вулканогенных взрывов. Эти стратиформные горизонты, откартированные по всей площади вулкано-тектонической структуры, позволяют выяснить и ее внутреннее строение. Весьма интересным оказался и анализ мощностей туфогенной толщи, которая на периферии постройки имеет малые (150-200 м) значения, резко возрастающие (500-700 м) в центральной ее части (район р. Мецдзор).

Важно также отметить, что в зоне между внутренним и внешним кольцевым разломами обнажается цепь небольших выходов гранитоидных интрузий эоценового и более молодого возрастов. Небольшой выход гранит-порфиров установлен также в центральной части вулкано-тектонической структуры.

Кроме кольцевых разломов, здесь картируются два нарушения субкавказского и поперечного направлений, один из которых фиксируется цепью субвулканических тел андезитового состава.

Основанием для постановки вопроса о медно-порфировом оруденении явилось выявление ряда рудопроявлений меди и молибдена в зоне гидротермально измененных пород айдарбекской свиты, в которых поисковыми работами в 1976 году было установлено содержание меди до 5% и молибдена до 0,05%.

Оруденение было установлено в трех речных урезах, на площади примерно 9 кв.км. Из-за больших мощностей наносов проследить эти зоны оказалось невозможным. Поэтому были опробованы отдельные выходы, отобрано 46 бороздовых проб.

В двух первых урезах рудные зоны представляют полосы дробленных хлоритизированных, эпидотизированных, каолинизированных, серицитизированных и повсеместно пиритизированных пород, а местами - кварц-серицитовых пиритизированных метасоматитов.

Оруденение представлено вкрапленной и прожилковой минерализацией. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, халькозином, ковеллином, сфалеритом, гематитом и мушкетовитом. Мощность рудных тел колеблется от 0,3 до 2,5 м. Содержание молибдена до 0,05%, меди - до 5%, висмута до 0,04%. Несколько иной тип минерализации наблюдается в третьем урезе - участок "Свердлов". Здесь прослежена зона интенсивной пропилитизации мощностью до 60 метров, которая по простиранию достигает 800-900 метров. Отобрано из юго-восточного фланга зоны II бороздовых проб. По данным 8 проб, среднее содержание молибдена, характеризующее 9 м мощности, равно 0,02% при колебаниях содержаний молибдена от

0,011 до 0,026%. Молибденит макроскопически не наблюдается, по-видимому, представлен субмикроскопическими выделениями в кварце.

Кроме указанной полосы, на северо-западном фланге оконтуривается вторичный ореол рассеяния молибдена выше 0,01%, протяженностью 600-700 м.

Таким образом, в районе с. Свердлов зона пропититизации площадью около 2 кв.км. характеризуется молибденовой минерализацией с содержанием выше 0,01%.

Однако выявленная медно-молибденовая минерализация в районе с. Свердлов не находила своего объяснения до охвата поисково-съемочными работами района р. Мецзор.

После анализа собранного полевого и фондового материала выявились следующие поисковые признаки и критерии, позволившие прогнозировать скрытое медно-порфировое оруденение в районе реки Мецзор, а эту площадь выделить под поисковые работы как первоочередную.

1. Здесь откартирована вулканоплутоническая структура, геологическими границами которой являются кольцеобразные разломы.

2. Выделена формация вулканокластических туфов дацитового, андезито-дацитового составов, в основании которых залегают explosive породы. Эта формация весьма своеобразна для данной кольцевой структуры.

3. Магматический фактор приобрел важное значение с выявлением выхода пород гранит-порфирового состава, что, в данном случае, имело принципиальное значение, так как, по данным гравиметрии, на глубине прогнозировался крупный интрузивный массив кислого состава, а выявленный выход дал основание считать его апикальной частью этой интрузии.

4. Абсолютный возраст выявленных гранит-порфиров определен 45-46 млн. лет, что совпадает с возрастом позднеэоценовых молибденоносных интрузий Малого Кавказа.

5. По статистическим данным Б.М.Меликосяна /4/, интрузии, имеющие молибденовую специализацию, в своей титано-магнетитовой фракции содержат молибдена не менее 0,003%. В этой фракции выявленной интрузии содержание молибдена равно 0,004%.

6. По данным сравнений результатов анализов монофракций галенита и халькопирита устанавливается, что минералы этого рудного

поля по содержаниям элементов-примесей ближе всего соответствуют аналогичным минералам из медно-порфировых месторождений.

7. По данным спорадического опробования на молибден разными исследователями и в разные годы в рудах Мецдзорского медно-мышьякового рудопроявления, в 13 пробах, установлены содержания молибдена от 0,011 до 0,056%.

8. Шликовой съемкой, проведенной в долине р. Мецдзор, в 6-ти шликках установлен молибденит.

9. В различные годы здесь изучалось Мецдзорское медно-мышьяковое рудопроявление /2/, где оруденение представлено в основном энаргитом и теннантитом. Повышенное содержание этих минералов, как указывает Г.А.Твалчрелидзе /7/, весьма характерно и для медно-порфировых верхнеэоцен-нижнемиоценовых месторождений Зангезура.

Кроме того, необходимо упомянуть, что в глубоких горизонтах медно-мышьякового месторождения (Лехоци-Рёчк, ВНР) было вскрыто скважинами медно-молибденовое оруденение, что можно рассматривать как вертикальную зональность оруденения в аналогичном Мецдзору среднеэоценовом разрезе.

10. В гидротермально измененных породах Мецдзорского проявления широко развиты процессы турмалинизации, пиритизации, альбитизации, серицитизации, которые типичны для медно-порфировой рудной формации.

11. Геохимической съемкой М 1:25000 выявлены надрудные для медно-порфирового оруденения геохимические мультипликативные ореолы.

12. Молибденовая минерализация ранее была обнаружена также в рудах Привольненского месторождения. В полиметаллических рудных телах, на отдельных интервалах (до 30-35 м) керны, были установлены содержания от 0,01 до 0,05%.

13. Мецдзорская кольцевая структура сечется тектоническим нарушением СЗ простирания являющимся, вероятно, каналом, по которому медно-молибденовая минерализация проникла в район Свердловского поля пропитов.

14. О высокотемпературных процессах свидетельствуют гранаты и везикулит, которые установлены в метасоматитах Привольненского месторождения на север-северо-восточных флангах Мецдзорской рудоперспективной структуры.

Вышеизложенные геолого-поисковые критерии и признаки укладываются в установленные закономерности образования и распределения медно-порфирового типа оруденения, а прямые признаки и обнаружение отдельных выходов минерализации с высокими содержаниями меди и молибдена в районе ущ. Б.Щель, Свердлов и М.Щель, позволяют рекомендовать постановку первоочередных поисково-разведочных работ на глубоких горизонтах Мецдзорского медно-мышьякового проявления, отстоящего от них на расстоянии 15-16 км.

Из приведенного можно заключить, что Мецдзорскую вулканотектоническую структуру с обнаруженным под ней гранитоидным массивом, с учетом перечисленных поисковых признаков и критериев, можно рассматривать как потенциальное рудное поле.

Статистическая обработка данных по медно-молибденовым месторождениям мира /6,1/ показала, что максимальной вероятностью (20%) встречи промышленного оруденения обладают гранитоидные интрузивы с нескрытой эрозией апикальной частью.

Резкое неоднородное гравитационное поле прогнозируемого района позволяет предполагать несколько мест расположения таких куполов, поэтому для их обнаружения необходимо дополнительно провести комплекс геофизических и геологических исследований с целью выявления места концентрации порфировых руд.

Для начала рекомендовано пройти скважины в зоне экстремума гравитационного минимума с учетом элементов залегания зоны медно-мышьякового оруденения, рассматриваемого как более низкотемпературный элемент зональности порфировых руд, расположенных на глубине.

Коррекция проходки скважин в дальнейшем должна быть основана на данных скважинной геофизики, геохимии, крупномасштабной геологической и геохимической съемок, а также результатов поисковых работ.

В заключение отметим, что проведенные в Мецдзорском рудном поле с целью подсечения Cu - Mo оруденения пройдены 6 скважин глубиной в среднем до 350 м. В 4-х скважинах установлены отдельные интервалы с содержанием молибдена от 0,01 до 0,09%. В керне на отдельных интервалах имелись подсечения видимых молибденитовых и халькопиритовых прожилок.

На этом участке с охватом флангов Мецдзорского рудопроявления проведена была также геохимическая съемка М 1:10000, в ре-

зультате которой оконтурилась интенсивная аномалия молибдена протяженностью до 600 м. Аномалия тянется полосой от центральной части Мецдзорской структуры на северо-запад, в направлении участка "Большая Щель."

Таким образом, основываясь на совокупности вышеизложенных факторов, вполне обоснованно можно предложить необходимость постановки детальных поисковых геологических, геохимических и геофизических работ с последующим бурением скважин для выявления "слепого" медно-молибденового месторождения.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кривцов А.И. и др. Методические рекомендации по комплексированию работ по прогнозу и поискам медно-порфировых месторождений. В сб. Прогнозно-поисковые комплексы, вып. П ЦНИГРИ, Москва, 1983.

2. Магакьян И.Г. Мецдзорское медно-мышьяковое проявление оловянных руд. Изв. АН АрмССР, Ереван, 1944, №12.

3. Магакьян И.Г., Мкртчян С.С., Мовсесян С.А., Карамян К.А. Молибден. В кн.: "Геология Армянской ССР", т. VI: Металлические полезные ископаемые. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1967.

4. Меликсетян Б.М. Петрографические и геохимические особенности специализированно молибденоносных интрузивных комплексов Меграинского плутона (Армянская ССР). С сб. Металлогеническая специализация магматических комплексов. Изд. "Недра", с. 155-175.

5. Мовсесян С.А. Закономерности размещения рудных месторождений Армении. М., "Недра", 1979.

6. Проколов В.П. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., "Недра", 1972.

7. Твалччелидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., "Недра", 1977.

8. Шмидт А.И., Аванесян А.С., Тонакян А.Г., Рогов В.И. Палеогеновые магматические формации Севано-Акеринского прогиба и связанное с ними оруденение на примере Степанаванского района АрмССР. В кн.: "Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые". Тезисы докладов У Всесоюзного вулканологического совещания. Тбилиси, 1980.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И СТРУКТУРНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ
ТИПОМОРФНЫХ МИНЕРАЛОВ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОИДОВ
МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА

Проведенные исследования охватывают в основном породы, состоящие из наиболее молодой (нижнемиоценовой) интрузивной группы, сложенной порфировидными гранитоидами. Общая площадь их выходов на северо-западе Мегринского плутона, включая Казангельский массив южного Баргушата, около 200 км².

На основе проведенных ранее детальных геологических работ [7] был установлен многофазный характер проявления рассматриваемого магматизма с формированием трех разновозрастных интрузивов в следующей последовательности их внедрения: 1) порфировидные граниты, 2) порфировидные среднезернистые гранодиориты и 3) порфировидные крупнозернистые гранодиориты. Площадь их выходов, соответственно, 12, 26 и 163 кв.км. С каждым из отмеченных массивов связаны "дополнительные интрузии" и жильные породы I этапа. Дайковые образования гранодиорит-порфиров двух генераций и спессартиты завершают развитие магматизма интрузивного комплекса порфировидных гранитоидов.

В статье для сравнения приведены также оптические характеристики главных породообразующих минералов граносиенитов более раннего [III] интрузивного комплекса [2], развитых как в экзо-контакте, так и в пределах выходов порфировидных гранитоидов в виде останцов вмещающих пород.

На основе проведенных петрографических исследований рассматриваются следующие вопросы: 1) структурного взаимоотношения породообразующих минералов с целью установления генераций и порядка их выделения, 2) определение оптических свойств типоморфных породообразующих минералов.

В табл. I дана краткая петрографическая характеристика главных разновидностей исследованных гранитоидов. Здесь же приведе-

ны данные по генерациям и порядку выделения типоморфных минералов: в ходе кристаллизации магматического расплава.

Рассмотрим особенности состава и последовательности образования наиболее распространенных в исследованных гранитоидах породообразующих минералов: плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, роговых обманок и биотитов.

П л а г и о к л а з. Является самым распространенным в изученных породах минералом (от 30 до 40%). Отмечаются порфиновые выделения размером до 4-х и более сантиметров, характерные для гранодиоритов III фазы и дайковых пород поздней генерации гранодиорит-порфирового состава.

Согласно данным, полученным в результате оптических исследований рассматриваемых пород (табл. I), средний состав плагиоклазов из граносиенитов соответствует андезиту № 35. В породах I фазы нижнемиоценового интрузивного комплекса средний состав плагиоклаза соответствует олигоклазу № 18, в породах II фазы - олигоклазу № 21 и в породах III фазы - олигоклазу № 25.

В процессе развития магматизма интрузивного комплекса порфировидных гранитоидов наблюдается повышение основности плагиоклазов от более ранних к поздним интрузивным образованиям, что хорошо согласуется с химизмом этих пород.

Представляют интерес данные, характеризующие степень упорядоченности изученных плагиоклазов (табл. 2). Согласно им, наиболее высокая степень упорядоченности проявляется в плагиоклазах из граносиенитов, вмещающих интрузивный комплекс порфировидных гранитоидов, и в среднем соответствует 0,70.

Средние значения степени упорядоченности плагиоклазов из порфировидных гранитоидов I-ой фазы соответствуют - 0,31, пород II фазы - 0,59, крупнозернистых порфировидных гранодиоритов III фазы - 0,50.

Степень упорядоченности плагиоклазов из аплитовидных гранитов составляет - 0,50 и в целом соответствует степени упорядоченности пород III фазы, дополнительными интрузиями которых они являются. Средние составы плагиоклазов отмеченных пород также близки.

Для плагиоклазов описываемых пород характерно зональное строение. Зональность обычно нормальная, с более основными ядрами. И только в крупнозернистых порфировидных гранодиоритах III фазы, на фоне общего понижения основности от центра к периферии, в от-

Т а б л и ц а I

Петрографическая характеристика главных разновидностей
исследованных гранитоидов Мегринского плутона

Типы пород	Минеральный состав	Структура	Акцессорные минералы	Порядок выделения
Граносиениты (в эндоконтакте и останцы кровли)	Плагноклаз: I-я генер. идиоморф. разм. до 2,5 мм; II генер. разм. до 4 мм. Полисинтетический. Калишпат-криптопертит, разм. до 3 мм. Кварц-аллотриоморфный, волнистое погасание. Роговая обманка, разм. 3 мм. Биотит, разм. до 3 мм.	Гипидиоморфно-зернистая, микропегматитовая, среднезернистые	Сфен, циркон, апатит, магнетит	Роговая обманка, плагноклаз № 38-42, биотит, плагноклаз № 24-25, кварц, калишпат
Порфиоровидные граниты (I фаза)	Калишпат-криптопертит. Образ. также двойникованные порфир. выдел. до 2,5 см. Кварц-порф. выдел. до 0,5 см. Мозаичный. Плагноклаз, разм. до 4 мм. Редко зональный. Биотит, характерные выделения до 0,4 см. Роговая обманка, разм. до 2 мм, замещ. биотитом.	Гранитная, крупнозернистые	Сфен, зональн. полисинтетические двойники разм. до 2 мм, апатит, циркон, ортит, магнетит	Роговая обманка, плагноклаз, биотит, калишпат (вкрапл.), калишпат, кварц.
Порфиоровидные гранодиориты (II фаза)	Плагноклаз зональный, разм. до 3 мм. Калишпат - разм. 5-6 мм. Порф. выдел. до 3,5 см, криптопертит. Кварц, разм. I мм, мозаичный. Роговая обманка, призматическая, разм. I мм., редко двойники; биотит, лейсты разм. до I,5 мм.	Гранитная, среднезернистые	Апатит, сфен, циркон, магнетит	Роговая обманка, плагноклаз № 22-24, биотит, калишпат (вкрапл.) плагноклаз (более кислый и краевые зоны) кварц, калишпат.

Продолжение таблицы I

Типы пород	Минеральный состав	Структура	Акцессорные минералы	Порядок выделения
Порфиро- видные грано- диориты (III фаза)	Плагноклаз в основной массе разм. до 8 мм. Порф. выдел. до 3х4,5 см. Зональный калишпат-криптопертит, разм. до 6х13 мм. Порф. выдел. до 4х6-7 см. Отмечаются двойники, а также оводцы типа "рапакиви". Кварц разм. до 6 мм. Мозаичный. Роговая обманка, разм. до 5 мм. Порф. выдел. разм. до 0,5х1,5 см. Характерны двойниковые формы. Биотит разм. до 4 мм.	Наиболее характерна гранитная. Гранит-порфировая в эндок. и апик. фациях. Грано-фировая (апо-физы, контакты). Крупнозернистые.	Сфен, циркон, апатит, магнетит	Роговая обманка, плагноклаз № 26-30, биотит, калишпат (вкрапл.), плагноклаз (№19-22 и краевые зоны), кварц, калишпат.

дельных участках наблюдается обратная зональность. Число зон колеблется от 2 до 10-11.

Замеры в сечениях, перпендикулярных первой кристаллографической оси, для зональных плагиоклазов из пород граносиенитового состава дали следующие составы зон: 1. Ядро № 45, средняя зона № 32, периферия № 24. 2. Ядро № 46, периферия № 30. Более кислые разновидности, входящие в состав этого интрузивного комплекса на юге и юго-западе, в экзоконтакте порфириовидных гранитоидов содержат зональный плагиоклаз, ядро № 32, периферия № 19, 20.

Подобные замеры зональных плагиоклазов в порфириовидных среднезернистых гранодиоритах П фазы дали следующие результаты: 1. Ядро № 38, крайняя зона № 22 (шл. № 729). 2. Ядро № 40, средняя зона № 30, крайняя зона № 18 (шл. № 104). 3. Ядро № 36, средняя зона № 27, третья зона № 24, крайняя зона № 19 (шл. № 914).

Значительно более выраженную зональность обнаруживают плагиоклазы крупнозернистых порфириовидных гранодиоритов Ш фазы. Для них характерно также одновременное проявление полисинтетических двойниковых полос и зонального строения. Замеры зональных плагиоклазов дали следующие результаты: 1. Ядро № 32, П-ая зона № 30, Ш-я зона № 28, IV-я зона № 25, У-я зона № 19. Индивид содержит включения плагиоклаза № 37 (шл. № 739). 2. Ядро № 36, П-я зона № 33, Ш-я зона № 31 (шл. № 697). 3. Ядро № 26, П-ая зона № 22, Ш-я зона № 25, IV-я зона № 21, У-я зона № 25, VI-я зона № 21, VII-я зона № 25, VIII-я зона № 14, IX-я зона № 19, X-я зона № 24, XI-я зона № 19. Размер кристалла 9 мм. В последнем случае устанавливается как прямая, так и обратная зональность, свидетельствующая о постоянно изменяющихся условиях в среде вокруг растущего плагиоклаза. Отмечаются случаи, когда зональность в крупных индивидах плагиоклаза проявляется отдельными участками, вытянутыми параллельно [001], состав этих участков меняется до 2-4% An.

К а л и е в ы е п о л е в ы е ш п а т ы. Присутствуют в значительных количествах - 35-40%. Для всех разновидностей пород рассматриваемого интрузивного комплекса характерно присутствие крупных вкрапленников калишпата. В породах I фазы размером до 2,5 см, П фазы - до 4-х см, Ш фазы - до 6-7 см.

Т а б л и ц а 2

№ III.	№ или- фаз	Координаты До			2 V	Закон	№ пла- гио- клаза	№ III.	№ или- фаз	Координаты До			2 V	Закон	№ плагио- клаза
		Ng	Nm	Np						Ng	Nm	Np			
1.	698	82,5	56	35,5	-74	$\frac{1[001]}{(010)}$	38(0,75) ^{x/}	22.	720	78,5	28,5	73,5	-73	[001]	26(0,50)
2.	II7	84	52,5	39,5	+80	$\frac{1[001]}{(010)}$	40(I,0)	23.	8I2/2	81,5	24,5	67,5	-86	[001]	22(0,50)
3.	870	83	65,5	25	-64	$\frac{1[001]}{(010)}$	24(0,25)	24.	8I3	68	28	64,5	-72	[001]	26(0,50)
4.	233	84	63	28,5	-84	$\frac{1[001]}{(010)}$	32(I,0)	25.	542	86	24,5	75,5	-70	[001]	22(0,50)
5.	233/2	82	58	33	-82	$\frac{1[001]}{(010)}$	32(0,75)	26.	575	10,5	8I	84	-76	1(010)	24(0,50)
6.	22I	74	35	57	+80	$\frac{1[001]}{(010)}$	42(0,25)	27.	3I3	88	23,5	66,5	-82	[001]	16(I,0)
7.	IO29	8,5	8I,5	86,5	-83	1(010)	25(0,75)	28.	3IO	86	77,5	12,5	-74	$\frac{1[001]}{(010)}$	10(I,0)
8.	I27	85,5	22	67	-80	[001]	22(0,25)	29.	560	8I,5	2I	7I,5	-76	[001]	8(0,25)
9.	50	86,5	20	70,5	+78	[001]	16(0,25)	30.	526	86	23	70,5	-62	[001]	10(0,00)
10.	275	86	20,5	7I	+78	[001]	16(0,25)	31.	7I	87	19	72,5	+70	[001]	10(0,50)
11.	I4I	87	19	7I	-76	[001]	18(0,50)	32.	329	14	75,5	89	-74	1(010)	30(0,75)
12.	I67	87,5	17	72,5	-73	[001]	16(0,75)	33.	673	9,5	8I,5	90	-76	1(010)	27(I,0)
13.	729	88	20,5	70	-72	[001]	20(I,0)	34.	329/2	23	67	89	-80	1(010)	36(0,50)
14.	700/2	86,5	24,5	66	+60	[001]	22(0,75)	35.	26I	22	77,5	88	+84	1(010)	35(0,50)
15.	IO6	77	26,5	68	-85	[001]	22(0,00)	36.	672	79	26,5	65,5	-78	[001]	26(0,50)
16.	I39	86,5	68	22	-80	$\frac{1[001]}{(010)}$	24(0,50)	37.	205	72,5	38	60	-78	[001]	34(0,50)
17.	742	85	22	64	-7I	[001]	22(0,50)	38.	579	30,5	6I,5	82	-89	1(010)	50(0,25)
18.	8IO	80	28,5	62	-72	[001]	26(0,50)	39.	IO28	75	48	47	-86	$\frac{1[001]}{(010)}$	5I(0,25)
19.	8I2	86,5	24	66	-86	[001]	22(0,50)								
20.	IO39	86,5	22,5	67,5	-82	[001]	22(0,50)								
21.	756	74,3	3I,5	65	-75	[001]	30(0,50)								

x/ Определения степени упорядоченности (в скобках) и состава плагиоклазов проводились по диаграмме А.С.Марфунина (1960,1962).

I-7 - породы II-го комплекса, средний состав № 35; 8-II - граниты I-ой фазы, средний состав № 18;
 I2-I7- гранодиориты II-ой фазы, средний состав № 2I; I8-23 - гранодиориты III фазы, средний состав № 25; 24-26 - породы дополнительных интрузий аплитовидных гранитов, средний состав № 24; 27-3I - аплиты, средний состав № II; 32-34 - дайковые породы гранодиорит-порфирового состава I генераций, средний состав № 3I; 35-37 - гранодиорит-порфировые дайки II-ой генерации, средний состав № 32; 38-39 - спес-сартиты, средний состав № 50.

Вкрапленники в отмеченных разновидностях отличаются также габитусом, окраской и количеством на единицу площади. В породах III фазы отмечаются также крупные овоиды калишпата с каймой олигоклаза (тип рапакиви).

Во всех разновидностях горных пород изученного интрузивного комплекса калишпат как в основной массе, так и во вкрапленниках представлен пертитом. Тонкожиловатые, субпараллельные полоски пертита имеют мощность до 0,1 мм и являются криптопертитами /4/.

Для диагностики калиевых полевых шпатов замерены показатели преломления, координаты спайности и углы оптических осей (табл. 3). Данные рентгеновской триklinности калишпатов из порфириовидных гранитоидов заимствованы у Б.М.Меликсетяна и равны 0,69.

Т а б л и ц а 3

Оптические свойства калиевых полевых шпатов исследованных гранитоидов

№ п/п	Показатели преломления			1(001)			Среднее - 2V	s _{тр} ^{хх} /
	Ng'	Nm'	Np'	Ng	Nm	Np		
1. I,527 ^х /	I,525	I,518 - I,519		86	5	87	63,4	0,48
2. I,527	I,523 - I,524	I,520 - I,521		89	4	86	61,1	0,42
3. I,525	I,523	I,519 - I,520		88	6	84	62,1	0,45
4. I,525 - I,526	I,523 - I,524	I,519 - I,520		85	8	84	61,2	0,43
5. I,526	I,523	I,520		90	9	82	61,3	0,43

х/ Точность измерения здесь и в последующих $\pm 0,002$

хх/ Степень триklinной упорядоченности вычислена по формуле
 $s_{тр} = 0,025 (2V - 44) (Мардуни, 1962)$.

1. Граносиениты. 2. Порфириовидные граниты I-ой фазы. 3. Порфириовидные гранодиориты II-ой фазы. 4. Порфириовидные гранодиориты III-ой фазы. 5. Аплитовидные граниты.

Для определения содержания альбитовой составляющей можно воспользоваться диаграммой состав-свойства /1/, согласно которой

в изученных калишпатах присутствует от 20 до 25% альбита. Содержание этой же составляющей, согласно диаграмме Хьюлетта (Марфунин А.С., 1962), равно в среднем около 20% альбита в твердом растворе.

Учитывая имеющиеся данные, калиевые полевые шпаты исследованных пород можно отнести /4/ к высоким-промежуточным триклинным ортоклаз-криптопертитам № 20-25.

Роговая обманка. Является наиболее распространенным темноцветным минералом в рассматриваемых породах. В гранодиоритах III фазы образует выделения размером до 2,5 см.

Для диагностики роговых обманок разновидностей изученных пород замерены координаты спайностей, показатели преломления, а также углы оптических осей (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

№ пп	Координаты спайности			Показатели преломления			Ng-Np	cNg	-2V
	Ng	Nm	Np	Ng'	Nm'	Np'			
1.	77	62	31	1,668	1,665	1,652 ^{x/}	-	17	72,70
2.	75	64	32	-	-	-	0,017 ^{xx/}	20,16	80
3.	75,5	62	33	1,669	1,666- 1,667	1,653	0,018	18	78,76
4.	-	-	-	-	-	-	-	17,20	78,73
5.	76,5	62	33,5	-	-	-	-	20	78
6.	72	62	35	1,669	1,666	1,653	-	18,22	76,80
7.	72	62	31,5	-	-	-	0,019	20,17	78,82
8.	-	-	-	1,668	1,665	1,652	-	18,20	80,80
9.	-	-	-	1,668	1,665- 1,666	1,652	0,016	18,18	79,78

x/ Точность измерения здесь и в последующих $\pm 0,003$

xx/ Величина двупреломления замерена компенсатором Никитина-Берека.

№ 1-2 - породы граносиенитового состава, № 3-4 - порфировидные граниты I фазы, № 5-6 - порфировидные среднезернистые гранодиориты II фазы, № 7-8 - порфировидные гранодиориты III фазы, № 9 - аплитовидный гранит.

Оптические свойства роговых обманок исследованных интрузивных пород различного возраста не обнаруживают значительных колебаний констант. Незначительное увеличение значений угла $c:N_g$ до 19° и $-2V$ до 79° (среднее по замерам) устанавливается для пород III фазы интрузивного комплекса порфировидных гранитоидов.

По координатам спайности /6/ и оптическим свойствам относятся к обыкновенной роговой обманке. Общая железистость изученных роговых обманок /5/ составляет около 40%.

Б и о т и т. Нибольшие содержания биотита отмечаются в порфировидных гранитах I фазы (до 2,5%), где он образует таблитчатые выделения размером до 0,4 см.

Биотиты изученных разновидностей пород обнаруживают близкие оптические свойства. Значения показателя преломления по N_g соответствуют 1,638 - 1,639 при точности измерения 0,003. Плеохроизм от темно-коричневого - по N_g до светло-коричневого -- по N_m . Биотиты с подобными оптическими свойствами, согласно /1/, содержат 50% флогопитовых и 50% лепидомелановых весовых частей. Общая железистость изученных биотитов /5/ составляет около 45%.

Имеющиеся данные микроструктурного анализа по плагиоклазу и биотиту рассматриваемых пород /3/ дают основание утверждать, что выделение этих минералов происходило в движущемся магматическом расплаве, что позволило им ориентироваться согласно определенным направляющим поверхностям (контакты, кровля).

Время кристаллизации плагиоклазов устанавливается по их взаимоотношениям с другими минералами. Плагиоклаз ранних генераций (таблица I) кристаллизуется после роговой обманки, но идиоморфен по отношению к биотиту, калиевому полевому шпату и кварцу.

Плагиоклаз поздней генерации и биотит в большинстве случаев имеют одинаковую степень идиоморфизма, близки по времени образования. Четкий идиоморфизм биотита наблюдается по отношению к кварцу, калиевому полевому шпату и слабее - в участках контакта его с плагиоклазом поздней генерации. Наибольший идиоморфизм биотита проявляется по отношению к внешним зонам многозоновых плагиоклазов. Во всех разновидностях изученных пород плагиоклаз идиоморфен по отношению к калиевому полевому шпату основной массы и кварцу.

Таким образом, основная масса плагиоклаза развивается в ин-

тервале после кристаллизации роговых обманок и в значительно преобладающей массе до и вместе с биотитом. Последнее с учетом данных микроструктурного анализа по биотиту, устанавливающего кристаллизацию биотита, как и вкрапленников плагиоклаза в условиях движения расплава, дает основание считать, что в статическом состоянии, по-видимому, могли кристаллизоваться только калиевые полевые шпаты, кварц, а также незначительное количество кислого плагиоклаза.

Отмеченное, а также целый ряд других факторов исключают, по-видимому, возможность метасоматического образования рассматриваемых гранитоидов. Наряду с этим при кристаллизации порфировидных гранитоидов в верхних структурных этажах, в камерах становления интрузивов, имели место автометасоматические процессы, наиболее широко проявленные в порфировидных гранодиоритах III фазы - в самом крупном из рассмотренных интрузивных массивов комплекса порфировидных гранитоидов.

Основываясь на проведенных исследованиях, можно отметить следующее:

1. В общей сложности породы, слагающие интрузивный комплекс порфировидных гранитоидов, являются более лейкократовыми по сравнению с породами граносиенитового состава предшествующего III интрузивного комплекса Мегринского плутона.

2. Средний состав плагиоклазов в граносиенитах соответствует андезину № 35. Средние составы плагиоклазов по фазам пород комплекса порфировидных гранитоидов представлены соответственно олигоклазами № 18, № 21 и № 25. В ядрах отдельных зональных кристаллов в порфировидных гранодиоритах обеих фаз отмечаются плагиоклазы № 36-40.

3. Менее упорядоченное состояние плагиоклазов из интрузивных пород порфировидных гранитоидов может быть связано с гипабиссальными условиями становления этих интрузивов.

4. Отмечается абсолютное преобладание альбит-карлсбадского закона двойникования плагиоклазов в породах граносиенитового состава, тогда как в порфировидных гранитоидах преобладают карлсбадские двойники.

5. Согласно данным, полученным при измерении оптических констант, не установлено существенных различий состава роговых обманок, биотитов и калиевых полевых шпатов. Калиевые полевые шпа-

ты представлены разновидностью высоких-промежуточных триклинных ортоклаз-криштопартинов № 20-25.

ЛИТЕРАТУРА

1. Винчелл А.Н. и Винчелл Г. Оптическая минералогия. - ИЛ, 1953.
2. Карамян К.А., Таян Р.Н., Гукмджян О.П. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Армянской ССР. - Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1974.
3. Кочарян В.Г., Таян Р.Н. Некоторые закономерности ориентировки второго пинакоида плагиоклазов в интрузивах Мегринского плутона. - Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 1-2, 1967.
4. Марфуни А.С. Полевые шпаты-фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распространение. - Тр. ИГЕМ, вып. 78, 1962.
5. Соболев В.С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. - Мин.сб. Львов, геол. об-ва, № 4, 1950.
6. Соболев В.С. Федоровский метод. - Госгеолтехиздат, 1954.
7. Таян Р.Н. Новые данные о геологическом строении интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона. - Известия АН АрмССР, геолог. и географ. науки, № 3, 1963.

РАССЛОЕННЫЕ ГАББРО ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВАНСКОГО ХРЕБТА

О расслоенности пород габбро-перидотитовых интрузий офиолитовой серии Севанского пояса в литературе имеются отрывочные сведения (Абовян, 1981), ограниченные лишь одними простыми упоминаниями о них. Одновременно с подобными упоминаниями, без конкретных описаний, делается основной акцент на многофазное формирование ультрабазитов и разновидностей габбро.

Проведенные нами исследования в юго-восточной части Севанского хребта позволяют убедиться в подлинной расслоенности габброидов (и не только габбровых пород) всего Севанского офиолитового комплекса.

В юго-восточной части Севанского хребта габброиды развиты в системе Караиман-Зодского габбро-перидотитового массива (Абовян, 1961), где наиболее крупные их выходы зафиксированы в районе с. Джанахмед (Джанахмедский массив) и на Зодском рудном поле. На последнем габбро занимает площадь более 7,0 кв.км. и в последующем изложении этот выход будет именоваться нами как Зодский габбровый массив.

В исследованном районе (как и во всем поясе) габброиды и ультрабазиты залегают совместно, образуя единые зоны близширотного простираения, располагающихся несколько косо относительно общего северо-западного направления всего Севанского офиолитового пояса. Зодский выход габбро в системе Караиман-Зодского габбро-перидотитового массива занимает его южную половину, хотя местами обособленные и относительно мелкие тела габбро в виде островков встречаются и внутри полей развития ультрабазитов. Взаимоотношения габбро и ультрабазитов до сих пор остаются нерешенными и являются предметом споров. Контакты между ними, а также с породами рамы в основном сорваны, тектонические, и нет достоверных фактов, до-

казывающих их магматическую интрузивную природу. Определенные неясности имеются и относительно взаимоотношения габбро с эффузивами офиолитовой серии, однако, более вероятным является представление, что вулканы налегают на основные интрузивные породы, выдерживая вариант разреза океанического типа коры.

Предыдущими исследователями (Абовян, 1961, 1981; Меликян, 1979; Паланджян, 1971 и др.), изучавшими геологическое строение и магматизм района, в группе габброидов были выделены различные типы с определенной схемой последовательности фаз внедрения от меланократовых до лейкократовых.

Детальное изучение внутреннего строения габбровых массивов Зодского рудного поля и их сопоставление с другими аналогичными телами Севанского офиолитового пояса с учетом литературных данных (Абовян, 1961, 1981), определение характера взаимоотношений разновидностей габбро между собой, детальные полевые и микроскопические исследования пород "контактных" зон и т.д. показали, что фазовые взаимоотношения между различными собственными типами отсутствуют. Результаты этих детальных исследований привели к выводу, что разновидности пород внутри единого интрузивного тела являются продуктами ликвидационно-кристаллизационной дифференциации магматического расплава. Однако, эти процессы расслоения протекали как прерывистой, так и непрерывной схеме, с формированием в одном случае последовательно дифференцированных полос, в другом - контрастно-ритмичных.

По причине отсутствия фактов нормальных интрузивных контактов габбрового массива с породами рамы, в настоящее время нет основания указывать местоположение дна магматической камеры и лишь по сопоставлению имеющихся данных по другим массивам Севанского офиолитового пояса можно восстановить относительно подлинную картину взаимоотношений интрузивов габбро и ультрабазитов. В общей сложности установлено общее падение расслоенности пород на северо-восток под углом $75-80^{\circ}$ при ее северо-западном простирании. Отсюда следует, что подошва всей расслоенной серии пород находится юго-западнее от современных контуров габбрового массива, под полем развития верхнесенонских известняков.

При общем северо-западном направлении расслоенности наблюдаются некоторые местные отклонения, которые, по нашему мнению и примерам аналогичного строения в детально исследованных массивах

(Уейджер, Браун, 1970), являются результатом внутрикамерных обвалов и оползней. Подобным участком является район г. Сев Хач. Однако не исключается вариант, что эти структурные отношения являются следствием послеинтрузивной тектонической нарушенности массивов и, в частности, у приконтактных зон сильно серпентинизированных ультрабазитов. В последнем случае допускается и некоторый поворот отдельных блоков при протрузивном перемещении масс ультраосновного состава.

В общей сложности для Зодского габбрового массива устанавливается закономерное увеличение лейкократовости пород с юго-запада на северо-восток, перпендикулярно к расслоенности.

В различной степени развитое линейное распределение породообразующих минералов, являющееся характерной особенностью всех разновидностей габбро исследованного района, иногда оказывается трудно уловимым в тех случаях, когда не проявлено чередование контрастных по составу пород или же последние метасоматически сильно переработаны и обесцвеченные темноцветные составляющие не выделяются на лейкократовом фоне полевых шпатов.

Внутри интрузива, при общей линейности пород, контрастно чередующиеся зоны проявлены локально. Некоторые наиболее ярко выраженные и детально изученные участки расположены на левом борту оврага под высотой Сев-Хач, на мысу ручьев Армянской балки, на горном отроге междуречья Тигранагет и Армянская балка и др.

На основании детальных исследований минерального состава пород и их сопоставления с результатами химических анализов среди габброидов Зодского массива выделяются следующие разновидности: меланократовые габбро (магнетит-оливиновое габбро, магнетитовый габбронорит, оливиновое габбро, габбронорит), габбро, лейкократовое габбро, анортозиты. Наряду с этим в расслоенных зонах установлены две минеральные линии пород, внутри которых наблюдается закономерное изменение количественных соотношений породообразующих и рудных минералов. В оливиновой линии пород отмечается следующая последовательность развития: магнетит-оливиновое габбро - оливиновое габбро - габбро-лейкократовое габбро - анортозит, а в гиперстеновой линии - магнетитовый габбронорит - габбронорит - габбро - лейкократовое габбро - анортозит. Вместе с этим наблюдается присутствие, в подчиненном количестве, гиперстена в породах оливиновой линии и, соответственно, оливина в гиперстеновой.

При сопоставлении различных вариантов чередования пород внутри зон, установлены два типа расслоенности: контрастно дифференцированный и последовательно дифференцированный.

В контрастно дифференцированном типе расслоенности участвуют два крайних члена пород минеральных линий - магнетит-оливиновое габбро и анортозит или магнетитовый габбронорит и анортозит. В последовательно дифференцированном типе расслоенности участвует весь набор пород каждой минеральной линии в отдельности. Вместе с этим установлено, что внутри зон контрастно дифференцированного типа пород полосы имеют мощность от 20-25 до 40-50 см каждый, а в последовательно дифференцированном типе толщина полос не превышает 20-25 см, причем крайние члены-анортозиты являются весьма маломощными (до 5-7 см).

В природе рассмотренные типы расслоенности на общем полосчатом фоне массива встречаются обособленными, в одном случае контрастными парами (магнетит-оливиновое габбро - анортозит и магнетитовый габбронорит - анортозит), а в другом - в основном триадными формами (магнетитовое габбро - габбро - лейкократовое габбро); в последнем случае часто анортозиты не обособлены в самостоятельные полосы и выявляются при микроскопических наблюдениях. Примером контрастно дифференцированного типа является обнажение на мысу ручейков, составляющих р. Армянская балка, а последовательно дифференцированного - на южном склоне выс. Сев-Хач.

Крупномасштабным геологическим картированием установлено, что преобладающая южная и соответственно стратиграфически нижняя половина Зодского массива сложена габброноритами, содержащими полосы магнетитовых габброноритов и реже габбро и анортозитов. Верхняя, относительно меньшая половина массива сложена габбро, которые, в свою очередь, содержат подчиненное количество прослоев габброноритов, лейкократовых габбро и анортозитов.

Как показали составленные послойные разрезы, полосы оливиновых габбро, играющие подчиненную роль в массиве, приурочены к зоне раздела габброноритов и габбро. Довольно характерным для этих оливиновых габбро является то, что к середине полос иногда постепенно переходят в полевомшатовые перидотиты.

Оливиновое и магнетит-оливиновое габбро в поле макроскопически резко выделяется своей меланократовостью на серо-зеленом фоне габброидов, а при соседстве с анортозитами контрастность выражается еще сильнее. Магнетитовая разность этих пород при темно-зеленом цвете довольно часто имеет бурый оттенок вследствие окисления содержащегося в них значительно-го количества рудного минерала.

В составе пород участвуют плагиоклаз, клинопироксен, оливин, магнетит (по высокому содержанию имеющий значение пороодообразующего), вторичные минералы: боулингит, серпентин, роговая обманка, хлорит.

Плагиоклаз-битовнит (№ 83-84), составляющий 35-40% в магнетитовых разностях и 50% в обычных оливиновых габбро, образует изометричные и редко вытянутые по оси "с" зерна размером до 3х2 мм, с извилистыми контурами, приспособленными к соседним минералам.

Клинопироксен обычно червеобразными выделениями заполняет интерстиции между кристаллами полевого шпата и оливина. Минерал бесцветный или слабо буро-зеленый, не плеохроичен, $s: N_g = 38-44^\circ$, $N_g - N_p = 0,029$, обычно свежий и в редких случаях замещен амфиболом и хлоритом.

Оливин в природе встречается бесцветными зернами ($N_g - N_p = 0,035$) с весьма неправильными, извилистыми и как-то оплавленными контурами; покрыт трещинами, по которым развит вторичный магнетит. Изменения оливина протекали двумя независимыми путями, при которых развивались разные парагенезисы вторичных минералов, заполняющие в площадном отношении самостоятельные участки.

В одном случае, при изменении оливина, совместно с образованием петельчатой структуры, формировался сложный парагенез вторичных минералов, состоящий из серпентина, карбоната магния, аморфного кремнезема, рудного минерала. Участки петель сложены серпентином, узлы которых заняты магниезальным карбонатом, а в ядрах иногда находятся реликты оливина. Иногда эти узлы бывают заполненными аморфным кремнеземом.

Во втором случае зерна оливина почти нацело замещены боулингитом с весьма редкими реликтами оливина в центре, при этом наблюдается интенсивное выделение зерен рудного минерала, образующих цепочки и подчеркивающих направление трещин, пересекающих

кристаллы минерала-хозяина. Боулингит часто унаследует кристаллическую ориентировку исходного минерала, слабо зеленый с прямым угасанием, $N_g - N_p = 0,025$.

Роговая обманка вторичного происхождения является редким минералом, замещающим клинопироксен, хотя вместе с этим иногда она выполняет микропрожилки. Минерал светло-зеленого цвета с характерной для амфиболов схемой плеохроизма, с: $N_g = 19^0$, $N_g - N_p = 0,017$.

Карбонат магния развит исключительно в серпентинизированных зернах оливина, в виде каймы обрастает реликты исходного минерала; здесь же развит и вторичный аморфный кремнезем.

Серпентин, развитый по микропрожилкам, пересекающим кристаллы оливина, светло-зеленого цвета с низким показателем двупреломления.

Рудный минерал - магнетит образует ксеноморфные зерна, выполняющие интерстиции между темноцветными и полевошпатовыми составляющими и по количеству (до 15% от общей массы породы) играет роль породообразующего.

Структура породы панидиоморфнозернистая, местами переходящая в офитовую. Наблюдается отчетливое обособление отдельных породообразующих минералов в определенные участки, образующих таким образом микрополосы, состоящие в одном случае в основном из полевошпатовых зерен, в другом - клинопироксен-гиперстеновых, с большим участием рудного компонента.

Габбронориты и магнетитовые габбронориты являются наиболее распространенными разновидностями пород массива. Эти темно-серо-зеленые, местами обохренные, среднемелкозернистые породы в поле иногда с трудом отличаются от оливиновых разновидностей. В минеральном составе пород участвуют плагиоклаз, клинопироксен, гиперстен, магнетит, вторичные - серпентин, бастит, альбит, хлорит, кальцит.

Обычно свежий, иногда сдвойникованный по альбитовому закону плагиоклаз-битовинит (№ 78-80) образует панидиоморфные, несколько изометричные зерна размером 2х3 мм, среди которых иногда наблюдаются призматической формы кристаллы, явно идиоморфные относительно темных минералов. В редких случаях по трещинам раздробленных кристаллов развит вторичный альбит, иногда составляющий до 10-15% массы зерна.

Клинопироксен образует округлые зерна размером до 2 мм, имеет слабо зеленый цвет и не плеохроичен; с: $N_g = 46-48^\circ$, $N_g - N_p = 0,028$. Редко, при изменении, замещен хлоритом.

Гиперстен тесно ассоциирует с клинопироксеном и округлыми, иногда несколько продолговатыми зернами участвует в сложении микрополос меланократового состава. Минерал слабо плеохроичен, по $N_g = N_m$ - слабо зеленый, по N_p - нежно розовый, с: $N_g = 6-8^\circ$, $N_g - N_p = 0,012$. При изменении, иногда выраженном довольно интенсивно, гиперстен переходит в бастит или в массу, состоящую из серпентина и хлорита с подчиненным участием вторичного рудного минерала.

В магнетитовой разности габброноритов рудный минерал (до 15% от общей массы породы) образует ксеноморфные зерна, выполняющие интерстиции между темноцветными и полевошпатовыми составляющими, играя роль породообразующего.

Нормальное и магнетитовое габбро в массиве имеют довольно широкое распространение. В минеральном составе этих серо-зеленых, средне-мелкозернистых пород участвуют плагиоклаз, клинопироксен, а в магнетитовой разности и большое количество магнетита. Будучи промежуточными по составу породами, они содержат в весьма ограниченном количестве оливин или гиперстен, или же продукты их разложения.

Плагиоклаз-битовнит (№ 75-76), образующий обычно изометричные с неровными краями, иногда вытянутые зерна размером до 2,0х3,5 мм, обычно свежий и нередко сдвойникован по альбитовому и альбит-карлсбадскому закону.

Бесцветные зерна клинопироксена (с: $N_g = 42^\circ$, $N_g - N_p = 0,028$) размером до 1,5х2,0 мм отчетливо ксеноморфны относительно плагиоклаза; иногда частично или же нацело замещены вторичным амфиболом.

Магнетитовые разности габбро отличаются высоким содержанием темноцветных минералов (более 50%) и рудного (более 20% в виде аккумулята) - выполняющего интерстиции между зернами полевых шпатов и клинопироксена.

Вторичные минералы развиты не повсеместно и наряду с совершенно свежими разностями встречаются в различной степени переработанные. Светло-зеленый, слабо плеохроирующий вторичный амфибол (с: $N_g = 16^\circ$, $N_g - N_p = 0,022$) развит по клинопироксену и ред-

ко заполняет микропрожилки. Вторичный альбит довольно часто слагает микропрожилки. Пренит в основном образует микропрожилки и в меньшей мере развивается по зернам плагиоклаза. Кальцит обычно развит по плагиоклазу и его выделение, вероятно, связано с процессом альбитизации пород.

Лейкократовые габбро в Зодском массиве имеют относительно ограниченное распространение. Породы отличаются лейкократовым обликом, на фоне которого хорошо различимы светло-зеленые кристаллы клинопироксена; для них характерно среднезернистое, иногда крупнозернистое сложение. Минеральный состав пород очень простой: плагиоклаз и клинопироксен; вторичные минералы - амфибол, альбит, пренит, хлорит и кальцит.

Плагиоклаз-битовнит (№ 84-86) образует панидиоморфные, иногда призматически продолговатые зерна размером до $3,0 \times 3,5$ мм и, реже, более. Сохранность минерала хорошая и только местами наблюдается частичное замещение альбитом (особенно по трещинкам спайности), пренитом.

Бесцветный или слабо-зеленоватый клинопироксен ($c:N_g = 38^0$, $N_g - N_p = 0,021$) образует неправильные, с извилистыми краями, обычно приспособленные к контурам кристаллов полевых шпатов зерна; в различной степени замещен зеленым амфиболом.

Обыкновенная светло-зеленая роговая обманка, имеющая характерную для амфиболов схему плеохроизма ($c:N_g = 14^0$, $N_g - N_p = 0,021$), развита исключительно по клинопироксену, нацело замещая его или же в виде зеленых пятен выступая на общем светлом фоне кристаллов. Несмотря на то, что амфибол является минералом вторичного происхождения, сам в свою очередь иногда замещен хлоритом.

Альбит развивается по полевому шпату, а в ряде случаев совместно с пренитом выполняет микропрожилки. Бесцветный, с высоким показателем светлореломления и двуреломления ($N_g - N_p = 0,038$) пренит аналогично альбиту развивается по плагиоклазу и слагает микропрожилки. Кальцит в комплексе с альбитом и пренитом замещает полевой шпат и амфибол в сопровождении хлорита.

Довольно четко устанавливается, что площадное замещение полевых шпатов вторичными минералами приурочено к определенным зонам развития прожилков с альбитом и пренитом.

Редкие зерна магнетита приурочены к участкам развития амфиболлизированных и хлоритизированных клинопироксенов.

Анортозиты, являющиеся наиболее лейкократовыми породами в серии габброидов, имеют очень простой минеральный состав - плагиоклаз, клинопироксен и развитые по ним вторичные минералы, очень редко - рудные.

Плагиоклаз-битовнит (№ 86-88), составляющий более 90% породы, образует зерна неправильной формы, однако иногда встречаются и относительно крупные, индивидуализированные, с прямолинейными очертаниями кристаллы размером до 3,2х2,5 мм.

Единственный темноцветный минерал представлен клинопироксеном, развитым в инерстициях кристаллов полевых шпатов, неправильной лапчатой, а иногда и червеобразной формой зернами. Минерал бесцветный.

Внутри угловатых занорышей между зернами плагиоклаза встречаются свободно выросшие призматические кристаллы зеленой роговой обманки с характерными для нее следами спайности. В некоторых случаях подобные занорыши выполнены цоизитом самостоятельно или совместно с амфиболом.

Из числа вторичных минералов в анортозитах встречаются: зеленая роговая обманка ($c:Ng = II^0$, $Ng-Np = 0,020$), замещающая клинопироксен; альбит, пренит и реже серицит, развитые по полевому шпату, и еще реже-хлорит. Пренит в большом количестве встречается и в трещиноватых, механически переработанных анортозитах в виде прожилков и, таким образом, кроме метасоматической разновидности выделяется и жильный.

Полевошпатовые перидотиты, слагающие среднюю зону полос оливиновых габбро и имеющие с ними постепенные переходы, состоят из оливина, клинопироксена, плагиоклаза, хромита и вторичных минералов.

Оливин ($Ng-Np = 0,036$), составляющий 75-80% от всей массы породы, покрыт трещинами, выполненными хризотилом с магнетитовыми просечками по середине прожилков. Иногда внутри петель наблюдается развитие боулингита. Зерна оливина при соседстве с плагиоклазом, реже с пироксеном, имеют округлую форму, а при соприкосновении друг с другом контуры их прямолинейные.

Клинопироксен ($c:Ng = 45^0$, $Ng-Np = 0,028$) образует неправильные, приспособленные к кристаллам полевого шпата зерна размером до 2 мм.

Плагиоклаз-битовнит (№ 84-85), имеющий подчиненное значение,

развит неправильными зернами, приспособленными к контурам оливина, обычно замещен серо-буроватым гроссуляром.

Акцессорный темно-коричневый хромит с вторичным магнетитом на краях зерен развит в промежутках между кристаллами оливина и плагиоклаза, чем и подчеркивается его более позднее выделение.

Обсуждение результатов

Среди исследователей-геологов существует мнение, что расслоенность основных и ультраосновных пород присуща только массивам, сформированным в платформенных областях с мощной континентальной корой, тектоническая устойчивость которых способствовала долговременному и спокойному развитию процессов кристаллизации магматического расплава. Расслоенные массивы отмеченного типа характеризуются присутствием зон закаленных пород на контакте с вмещающей средой, факолитовой или корытообразной формой тел, закономерной сменой снизу вверх ультрабазитов на габбро, а в некоторых случаях до гранофиоров, весьма постоянным составом в полосах на большие расстояния (Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1980; Гурулев, 1983; Поляков и др., 1974 и др.).

Многочисленными исследователями доказано, что альпинотипные ультрабазиты и габбро офиолитовой серии формируются в областях с океаническим типом коры (Пейве, 1969; Книппер, 1975; Марков, 1975; Камалетдинов, 1983; Разницын, 1982 и др.) и спрединг от 1-2 до 4-5 см в год, существовавший в период их образования, не препятствовал дифференциации магматического расплава на месте формирования расслоенных систем.

Процессы расслоения магматических систем в нижних горизонтах современных океанических плит, несомненно, происходит и в настоящее время, подтверждением чему являются драгированные обломки расслоенных габбро из морского дна в зонах трансформных разломов поперечным к срединно-океаническим хребтам (Мелсон, 1973; Каминцев, 1979 и др.).

Севанский офиолитовый пояс, как область с океаническим типом коры (Книппер, 1975; Казарян, 1979), пережил все этапы развития отмеченного типа коры и несет все характерные черты ее эволюции, освещенные в многочисленных работах (Пейве, 1969; Книппер, 1975; Марков, 1975 и др.), в которых также отмечаются расслоенные серии альпинотипных ультрабазитов и габбро (Колман, 1979; Разни-

цин, 1982). Как показывают исследования, одной из характерных особенностей альпинотипных ультрабазитов и габбро является полное отсутствие горячих контактов с породами рамы, например массивы Троодос, Вуринос, Пойн-Сел, Восточного Сахалина (Мурс, 1973; Колман, 1979; Разницин, 1982), а в расслоенной серии отдельные слои имеют небольшую протяженность (Разницин, 1982).

Зодский расслоенный габбровый массив, обладающий отмеченными особенностями, имеет свои аналоги в азербайджанской части Севанского пояса, в виде Левского, Сохутлинского и Ипьякского массивов (Исмаил-Заде, 1982). Одновременно с перечисленными отличительными чертами геологического строения, эволюция магматического расплава Зодского массива во многом повторяет характерные особенности ряда стратиформных габбровых интрузивов (Скергаард, Стиллутер, Златагорск и др.). Это подтверждается приложенной диаграммой АФМ (рис. 1, табл. 1), где фигуративные точки анализов пород расположены вдоль ребер FM и FA и во многом повторяют тренд развития пород Скергаардского массива (Уэйджер, 1970) с обогащением пород железом, приводившему к появлению значительного количества магнетита в минеральном составе.

По химическому составу (табл. 1) габбро и габбронориты, составляющие подавляющую часть Зодского массива, имеют низкокалиевый и низкотитанистый характер, чем аналогичны соответствующим океаническим толеитам, и только меланократовые дифференциаты, обогащенные железом, проявляют высокотитанистость (рис. 2) с одновременным уменьшением этих элементов в лейкократовой ветви. Вместе с этим оба дифференциата отличаются низкокалиевостью. Уместно заметить, что в современных океанических областях со временем низкокалиевые толеиты сменяются ферробазальтами и сопутствующими им кератофирами. В Севанском поясе аналогичным образом в эффузивной серии, в конце формирования вулканического этапа, появляются богатые железом титанистые диабазы (Саринар) и ассоциирующие с ними альбитизированные плагиодациты.

Полученные предварительные результаты позволяют считать, что магматический расплав, породивший все разновидности габбро расслоенного интрузива, скорее всего имел низкокалиевый и низкотитанистый толеитовый состав. Зарождение этого толеитового расплава было обусловлено расщеплением первичного пиролита (Грин, Рингвуд, 1968) на ультрабазитовые и толеитовые сос-

тавляющие. В дальнейшем каждый дочерний расплав эволюционировал самостоятельно. Накопление титана и железа в меланократовых дифференциатах массива наводит на мысль о возможном нахождении титано-магнетитовых руд в расслоенной серии габброидов Севанского офиолитового пояса.

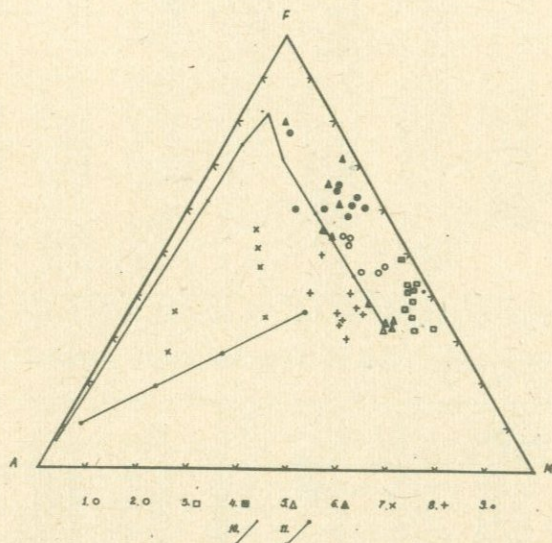


Рис. 1. Направление развития габброидов Зодского массива. А - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, F - $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 0,9$, М - MgO

1. Габбронориты, 2. магнетитовые габбронориты, 3. оливковое габбро, 4. магнетит-оливиновое габбро, 5. габбро, 6. магнетитовое габбро, 7. лейкократовое габбро, 8. анортозиты, 9. полевошпатовые перидотиты, 10. эволюционная линия магмы Скергаардского массива, II. линейная эволюция средних составов пород известково-щелочной серии по Р.Дэли.

Особенности геологического строения ультрабазитовых и габбровых массивов, характер их взаимоотношений и интерпретации результатов петрографического изучения пород позволяют наметить ряд закономерностей формирования интрузивов исследованного района.

Полосчато-линейная текстура пород и расслоенность внутри массивов ультрабазитов и габброидов имеет первично-магматическое

происхождение. Чередующиеся полосы пород различного минерального состава формировались на месте, внутри единой магматической камеры, в результате ликвационно-дифференциационных явлений. Это подтверждается отсутствием экзо- и эндоконтактовых изменений на границе полос, сложенных породами различного минерального состава.

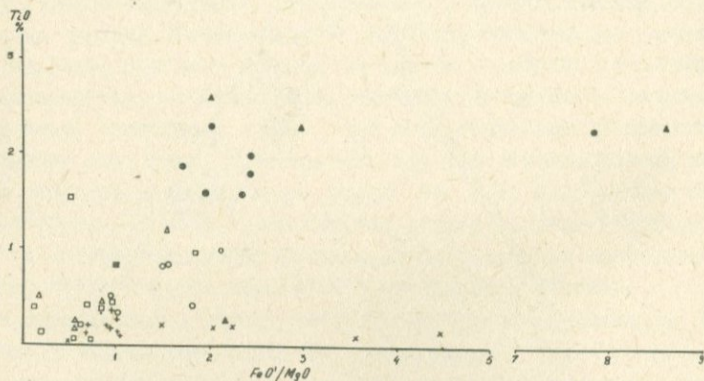


Рис. 2. Отношение TiO_2 и FeO'/MgO в габброидах Зодского массива ($FeO' = FeO + Fe_2O_3 \cdot 0,9$).

Расслоенность внутри интрузивных массивов имеет постепенный и резко контрастный характер. Постепенные переходы пород внутри массивов в одном случае происходят путем изменения только количественного соотношения одних и тех же породообразующих минералов, а в другом - видового состава минералов. Если внутри ультрабазитовых массивов переход гарцбургитов в лерцолиты происходит весьма постепенно, то в эндоконтактовых частях этих же интрузивов смена пород весьма резкая. Так, например, по обе стороны от пироксенитовых полос наблюдается весьма резкая смена лерцолитов верлитами, образующими макро- и микроритмы (последние обнаруживаются только под микроскопом). Здесь же обнаружены чередующиеся с верлитами полосы полевошпат-содержащих пород, по составу соответ-

Т а б л и ц а I

Химический состав габбро Зодского
расслоенного массива

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44,20	43,38	42,50	48,00	39,12	47,32	45,71	50,60	39,86
TiO ₂	0,89	1,59	2,28	0,87	2,16	0,21	0,20	0,09	0,18
Al ₂ O ₃	14,48	21,32	14,00	17,40	8,22	18,34	25,21	26,40	6,84
Fe ₂ O ₃	6,58	0,59	10,58	4,80	14,41	2,28	0,13	0,16	10,49
FeO	5,47	4,56	7,28	5,60	10,22	2,92	3,40	1,96	6,31
MnO	0,12	0,08	0,60	0,43	0,15	0,08	0,09	0,09	0,17
MgO	11,25	9,95	8,70	7,00	8,28	8,19	5,24	1,00	21,24
CaO	16,02	15,75	13,04	13,02	13,67	16,10	14,77	13,00	8,05
Na ₂ O	0,55	0,58	1,00	2,00	0,80	1,60	1,70	3,80	0,24
K ₂ O	0,03	0,09	0,16	0,10	0,11	0,05	0,06	0,70	0,07
H ₂ O-	0,10	0,14	0,20	0,20	0,26	0,15	0,18	0,20	0,63
H ₂ O+	-	1,84	-	-	2,14	2,21	3,64 ^x	-	-
P ₂ O ₅	0,02	-	0,05	0,25	0,11	-	0,06	0,23	0,02
Cr ₂ O ₃	0,26	0,05	-	-	-	0,35	-	-	-
П, п. п.	0,75	0,04	0,3	1,35	-	0,63	-	2,20	6,22

Сумма 100,72 99,9 100,53 100,77 99,65 100,50 100,39 100,43 100,33

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	1,1	1,6	1,1	4,6	1,9	3,8	4,5	10,7	0,5
c	7,7	14,5	8,4	9,7	4,5	10,8	17,3	15,1	4,0
b	44,9	29,5	39,4	28,8	47,8	29,0	17,7	7,6	52,9
s	46,3	54,4	51,1	56,9	45,8	56,4	60,5	66,6	42,6
f'	22,1	18,2	42,5	35,2	45,8	16,9	22,3	31,3	26,9
m'	38,5	61,2	38,0	41,8	29,1	49,9	57,6	26,0	63,4
c'	39,4	20,6	19,5	23,0	25,1	33,2	20,1	42,7	9,7
n	100	90,9	100,0	97,0	92,8	96,3	96,4	89,7	75,0
t	1,5	2,7	3,9	1,4	4,0	0,4	0,4	0,1	0,4
y	11,3	2,0	23,2	0,5	25,4	6,9	0,9	2,1	15,9
a/c	0,3	0,1	0,1	0,5	0,4	0,3	0,3	0,7	0,13
q	-17,3	-8,9	-8,4	-5,1	-16,7	-5,6	-5,3	-3,3	-19,8

x/ CO₂

1. магнетит-оливиновое габбро (обр. 252/б), 2. оливиновое габбро (обр. 1194/е), 3. магнетитовый габбронорит (обр. 126/а), 4. габбронорит (обр. 119/а), 5. магнетитовое габбро (обр. 1079), 6. габбро (обр. 151), 7. лейкократовое габбро (обр. 1347/е), 8. анортозит (обр. 152/б), 9. полевошпатовый перидотит (обр. 1404/б).

Анализы произведены в хим. лаборатории ИГН: аналитики Гаспарян З., Чаталян С.

ствующих габбро и оливиновым габбро и впоследствии превращенных в родингиты.

Таким образом, эндоконтактные зоны ультрабазитовых массивов сложены переходными породами от собственно перидотитов, через пироксениты до меланократовых габбро.

Полевые наблюдения, подтвержденные микроскопическими исследованиями пород, показывают, что разрыв полосчато-расслоенного комплекса гарцбургитов в основном проходил по переходной, верлит-клинопироксеновой зоне (с подчиненным участием апогаббровых родингитов), по которой разграничиваются два весьма различных по физико-механическим свойствам образования - относительно пластичные серпентинизированные перидотиты и более вязкие габброиды.

В отличие от центральных зон перидотитовых массивов, в габброидах полосчатость имеет настолько контрастный характер, что по соседству формировались весьма различные по минеральному составу породы - оливиновые габбро и анортозиты. Безусловно, это было обусловлено исходным составом магматического расплава существующего в данном участке камеры, способного расщепляться на вещественно разные составляющие и приведшие к образованию контрастных минеральных ассоциаций.

Отмечая наличие разрыва между ультрабазитами и габброидами Зодского рудного поля, имеется в виду пример отчетливо расслоенного и единого Кясаманского габбро-перидотитового массива, внутри которого нами установлено закономерное чередование следующих зон: гарцбургиты - лерцолиты - полевошпатовые перидотиты - верлиты и пироксениты - расслоенное габбро - лейкократовое габбро.

То, что разрыв между ультрабазитами и базитами происходил именно по краевой полосчатой зоне перидотитов, подтверждается фактом пересечения первичной полосчатости габбро контактовой зоной под разными углами. Этим же доказывается относительно позднее перемещение перидотитовых масс в виде холодных внедрений типа "протрузий". Здесь необходимо упомянуть и факт отсутствия эндо- и экзоконтактных изменений пород как со стороны габброидов, так и ультрабазатов.

По зоне разрыва ультрабазитов и габброидов, как правило, сильно развиты интенсивно перемятые и рассланцованные серпентиниты, тектоническое происхождение которых находит свое подтверждение в результатах экспериментальных работ А.Т.Асланяна и др. (1979),

доказывающих превращение перидотитов в серпентиниты при высоких давлениях. Необходимо отметить также, что от центральных частей массивов в сторону эндоконтактов заметно увеличивается степень серпентинизации оливина и в собственно клинопироксенитах и, в относительно в меньшей мере, верлитах приконтактовых зон оливин практически нацело замещен серпентинитом.

Исходя из вышеизложенного, приходим к выводу, что в Севанском офиолитовом поясе массивы габбро и перидотитов представляют различные горизонты единого расслоенного комплекса пород, внутри которого ультрабазиты слагают нижнюю часть. В настоящее время некоторые обособленные массивы габбро являются отдельными блоками этого единого комплекса, разобщенные крупными тектоническими зонами. В результате крупных перемещений из нижних горизонтов, относительно пластичные и в различной степени серпентинизированные перидотиты в холодном состоянии были внедрены в вышележащие габбро и даже осадочные толщи, перекрывающие последние.

Перемещение перидотитовых масс имело стадийно-поступательный характер, что подтверждается различной степенью участия обломков перидотитов и габброидов в составе терригенно-осадочных образований верхнемелового возраста. Четко установлено, что при почти повсеместном наличии обломков габбро в составе конгломератов верхнего коньяка ультрабазиты в них встречаются в весьма малом количестве и неповсеместно, а это свидетельствует о том, что к этому времени ограниченные массы перидотитов были перемещены в верхние горизонты коры.

В районе исследований пока не известны факты нормального налегания осадочных образований верхнего мела на ультрабазиты (зоны соприкосновения этих образований, как правило, имеют тектонический характер), а это является аргументом в пользу того, что в период коньяк-сантонского осадконакопления те части расслоенного комплекса, которые были сложены перидотитами, еще не были вскрыты эрозией и, вероятнее всего, к этому времени они еще не были протрузивно приподняты на соответствующие уровни.

Обилие обломков основных пород в осадках верхнего мела и подчиненное развитие массивов габбро относительно ультрабазитов приводят к заключению, что значительная часть верхних горизонтов расслоенного комплекса была уничтожена эрозией. Можно полагать, что этим объясняется и отсутствие в расслоенном комплексе разнос-

тей пород, насыщенных кремнеземом (кв.габбро, диориты, гранофиры и др.), закономерно присутствующих в дифференцированных массах типа Скергаард, Стиллутер и т.д. (Уэйджер, Браун, 1970).

Выше было показано, что расслоенность габбро имеет выдержанную северо-западную ориентировку с падением на СВ, которая хорошо согласуется с общим направлением всего Севанского пояса офиолитов. Внутри последнего, по условиям залегания, сильно обособленными являются массивы ультрабазитов, которые под значительным углом четко пересекают как расслоенность габбро, так и общее направление пояса. Как известно, обрисованная картина во многом не находит убедительного толкования относительно причин ее происхождения.

Подобная геологическая обстановка, несомненно, обусловлена геодинамическими условиями развития региона и, на наш взгляд, имеет следующее объяснение. Сложно расслоенный габбро-перидотитовый комплекс формировался согласно с общим развитием офиолитового пояса, имеющего первозданное северо-западное направление. На последующем этапе тектонического развития региона, в связи с перемещением Аравийской платформы на северо-восток, внутри Севанского пояса и диагонально относительно него возникли широтные зоны растяжения, в которые под давлением произошли "диапировые" внедрения нижележащих масс относительно пластичных ультрабазитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С.Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1961.
2. Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981.
3. Асланян А.Т., Арутюнян А.В. Исследование упругих свойств, плотности и сжимаемости серпентинитов офиолитовых поясов Армянской ССР при высоких давлениях. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXI, №4, 1979.
4. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. В кн.: Петрология верхней мантии. "Мир", Москва, 1968.
5. Гурулев С.А. Условия формирования основных расслоенных интрузий. "Наука", Москва, 1983.
6. Исмаил-Заде А.Д. Петрологические особенности габброидов офиолитового комплекса Малого Кавказа. Изв. АН Азерб.ССР, серия Науки о Земле, №1, 1982.

7. Казарян Г.А. К вопросу становления Севанского офиолитового пояса. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, т. XXXП, №4, 1979.
8. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтонные офиолиты Урала. "Наука", Москва, 1983.
9. Кашинцев Г.Л. Интрузивные породы. В кн.: "Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана", "Наука", Москва, 1979.
10. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. "Наука", Москва, 1975.
11. Колман Р.Г. Офиолиты. "Мир", Москва, 1972.
12. Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый слой" земной коры островных дуг. "Наука", Москва, 1975.
13. Меликян Л.С. Офиолиты юго-восточной части Севанского хребта: структура, условия становления. Изв. АН АрмССР, т. XXXП, № 4, 1979.
14. Мелсон У.Г. и Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта, В кн.: "Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана". "Мир", Москва, 1973.
15. Мурс Э.М. и Вайн Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. В кн.: "Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана". "Мир", Москва, 1973.
16. Паланджян С.А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971.
17. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. "Геотектоника", № 4, 1969.
18. Поляков Г.В., Кривенко А.П., Орлов Д.М., Федосеев Г.С., Балькин П.А. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. "Наука", Москва, 1974.
19. Разницын Ю.М. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. "Наука", Москва, 1980.
20. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. "Наука", Москва, 1980.
21. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. "Мир", Москва, 1970.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СОСУЩЕСТВУЮЩИХ ПИРОКСЕНОВ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ АРАГАЦКОГО КОМПЛЕКСА

Пироксены являются главнейшими темноцветными породообразующими минералами Арагацкого вулканического комплекса и представлены как моноклинной, так и ромбической разновидностями. Распределение их в различных типах и разновидностях пород далеко не одинаковое: оно колеблется в более или менее значительных пределах в зависимости от видового и химического составов других минеральных фаз и порядка их кристаллизации.

Вкрапленники пироксенов повсеместно представлены призматическими или изометричными кристаллами, обычно лишенными зональности. Величина зерен клинопироксенов в разных типах пород варьирует от 0,5 до 0,9 мм, а ортопироксенов — от 0,4 до 0,8 мм в среднем. В порфировых разностях лав основного состава содержание фенокристаллов клинопироксена не превышает 8,0%, ортопироксена — 2,5%; в андезитах их максимальное количество составляет 6,3 и 5,6%, соответственно. В кислых андезито-дацит-дацитовых породах их количество в целом понижается, составляя до 2,5%. Однако иногда наблюдаются отклонения от приведенных цифр и пироксены в породах содержатся в иных количественных соотношениях. Пироксены в вулканитах изученного комплекса представлены двумя сосуществующими равновесными минеральными фазами — магнезиально-железистого и магнезиально-железисто-кальциевого составов. Отсадка их из расплавов повсюду начиналась на интрателлурической стадии. Для кислых пород кристаллизация пироксенов в основном ограничивалась этой стадией, и в основной массе пироксены либо отсутствуют, либо содержатся в ничтожном количестве. В расплавах основных и, частично, промежуточных составов она продолжалась и в эффузивную стадию, что привело к обра-

зованию значительного количества мельчайших зернышек пироксенов, участвующих в строении основной массы пород. Часто в некоторых разновидностях пород сериально-порфирового сложения выделяются также микрофенокристаллы промежуточной (второй) генерации, отвечающие размерности зерен 0,1-0,25 мм.

Оптические свойства

О р т о п и р о к с е н ы. Наиболее важные оптические константы ортопироксенов Арагацкого комплекса сведены в табл. I. Угол оптических осей ортопироксенов колеблется от 64 до 72°, а показатели преломления варьируют в пределах $N_g = 1,699-1,702$; $N_p = 1,686-1,691$.

По оптическим параметрам изученные ортопироксены относятся к бронзит-гиперстенам с колебанием ферросилитового компонента в пределах 23 - 31%, что хорошо согласуется с данными химизма. На воспроизведенной из сводки У.А. Дира с соавторами /1/ диаграмме зависимости между оптическими свойствами и химическим составом ортопироксенов отчетливо иллюстрируется обратная связь между $2V_{N_p}$ и содержанием ферросилитового компонента в ряду изученных ортопироксенов (рис. I). На той же диаграмме видно, что значения углов оптических осей ортопироксенов Арагацкого комплекса в целом высокие, что можно объяснить, по Х. Хессу /2/, несколько повышенной концентрацией катионов Са в их составе, а также высокими температурами их кристаллизации.

В кислых и промежуточных породах показатели преломления удовлетворительно соответствуют химическому составу ортопироксенов. Вместе с тем в основных (и частично среднекислых) породах комплекса они значительно более высокие, в целом оставаясь несколько ниже таковых в кислых породах. В итоге наблюдается очень слабая прямолинейная зависимость между N_g , N_p и составом изученных ортопироксенов, о чем свидетельствуют полого наклонные пунктирные линии на диаграмме (рис. I). Причиной такого рода несоответствия может быть вхождение различных количеств ионов Al в тетраэдрическую позицию, поскольку известно /3/, что при постоянной железистости вхождение чермакитового компонента (или вообще R^{+3}) в состав ортопироксенов эффузивных пород вызывает увеличение показателей преломления. С другой стороны,

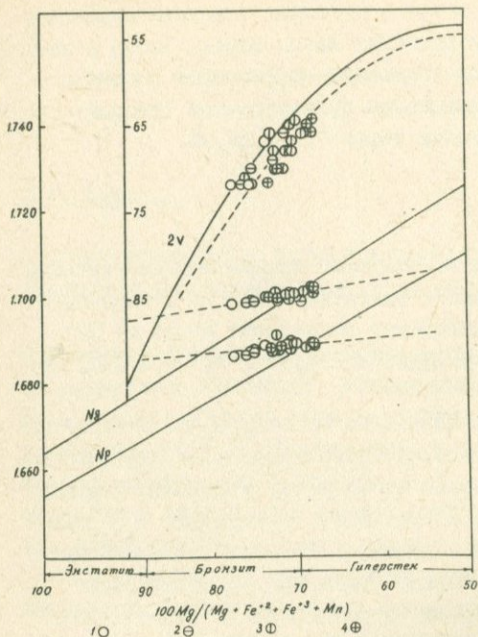


Рис. 1. Зависимость оптических свойств ортопироксенов Арагацского комплекса от их составов. I-4 - ортопироксены андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов и дацитов соответственно.

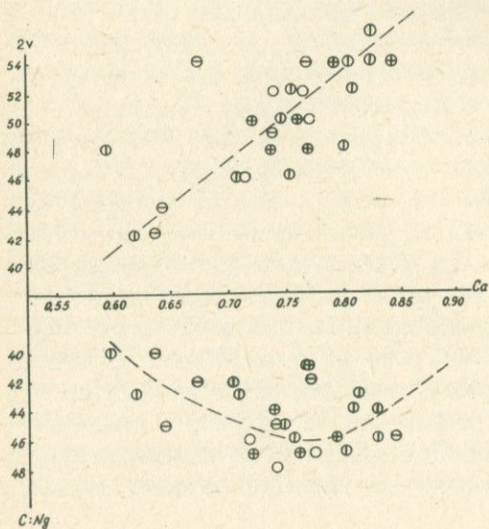


Рис. 2. Зависимость оптических констант клинопироксенов Арагацского комплекса от их кальциевости. Условные знаки те же, что и на рис. 1.

многими исследователями /1,4,5,6/ твердо установлена положительная корреляционная связь между Ng , Np и Fe^{+3} в ортопироксенах. Влияние Al на Ng и Np последовательно уменьшается в ортопироксенах данного комплекса в направлении от основных пород к кислым по мере понижения содержания ионов Al^{IV} (табл. I,3). Данные табл. I,3 свидетельствуют о том, что в связи с возрастанием Fe^{+2} в составе ортопироксенов от андезито-базальтов к дацитам возрастают также показатели преломления. Итак, отмеченная выше слабая зависимость между показателями преломления и составом ортопироксенов в изученном ряду объясняется суммарным влиянием ионов Fe^{+2} (имеющих тенденцию к повышению) и Al^{IV} (обнаруживающих тенденцию к понижению) в ходе эволюции составов ортопироксенов.

Клинопироксены. Намного более сложна картина зависимости между оптическими свойствами и химическим составом клинопироксенов. Из данных табл. I видно, что вариации величин $2V$ и $C:Ng$ клинопироксенов из различных пород комплекса довольно значительны ($42-56^\circ$ и $40-48^\circ$ соответственно), тогда как Ng и Np колеблются в относительно узких пределах ($I,712-I,718$ и $I,686-I,691$). Колебание оптических констант клинопироксенов различных типов пород отражено в табл. 2.

Как видно из приведенных данных, наименьшие вариации значений $2V$ обнаруживают клинопироксены крайних членов комплекса, а в клинопироксенах андезитов сравнительно устойчив $C:Ng$. Клинопироксены андезито-дацитов обнаруживают практически предельные вариации всех оптических величин, что согласуется с наибольшей вариацией их химического состава, иллюстрируемой на диаграмме (рис. 3). Из сопоставления вариаций $2V$ и химических составов клинопироксенов различных пород комплекса, отраженных на диаграмме (рис.3), устанавливается полное соответствие между ними. На основании этого можно заключить, что из всех оптических параметров угол оптических осей относительно четко отражает химический состав клинопироксенов и может служить в рамках данной вулканической серии показателем для предварительной оценки их химизма.

На диаграмме зависимости между оптическими свойствами и составом клинопироксенов по Х.Хессу /7/ и Дж.Мюйру /8/, при-

Оптические константы пироксенов
Арагацкого вулканического комплекса

№ обр.	Ромбические пироксены			Моноклинные пироксены			
	-2V	Ng'	Np'	+2V	cNg	Ng'	Np'
I	72	I,699	I,688	52	41	I,715	I,690
32	72	I,699	I,686	50	47	I,712	I,688
58	67	I,700	I,688	46	46	I,715	I,690
67	72	I,699	I,687	52	48	I,715	I,691
22	66	I,699	I,688	54	42	I,715	I,687
61	69	I,700	I,688	49	45	I,715	I,691
72	72	I,699	I,686	54	42	I,715	I,691
44	70	I,699	I,687	42	40	I,715	I,690
45	66	I,701	I,688	44	45	I,714	I,688
31	66	I,700	I,687	42	42	I,718	I,687
54	65	-	-	48	40	I,715	I,691
13	64	-	-	48	47	I,716	I,688
16	71	I,702	I,691	54	44	I,718	I,686
3	67	I,700	I,688	52	43	I,712	I,688
59	70	I,701	I,688	46	43	I,714	I,688
5	68	I,700	I,687	52	46	I,716	I,687
20	70	I,699	I,688	54	46	I,712	I,686
8	68	I,701	I,689	56	44	I,718	I,690
70	68	I,700	I,688	46	42	I,712	I,688
46	66	I,701	I,688	50	45	I,714	I,690
52	72	I,700	I,688	54	46	I,714	I,688
34	68	-	-	48	44	I,715	I,690
51	70	I,700	I,688	48	41	I,716	I,686
41	66	I,702	I,688	50	47	I,715	I,690
42	64	I,701	I,689	54	46	I,712	I,688
56	65	I,702	I,689	50	47	I,712	I,688

Примечание: обр. I - андезито-базальт (I этап), каньон р. Амберд у с. Бюракан, нижняя пачка; 32 - андезито-базальт (II этап), каньон р. Амберд у с. Антарут, верхняя пачка; 58 - андезито-базальт (II этап), каньон р. Манташ, верхнее течение, нижняя пачка; 67 - андезито-базальт (IV этап), правый борт ущелья р. Амиур, лава вулкана Тирин-Катар; 22 - андезит (II этап), каньон р. Амберд у с. Дзоран; 61 - андезит (II этап), каньон р. Манташ, верхнее течение; 72 - андезит (III этап), ущелье р. Амиур, у г. Кара-даг (средний горизонт); 44 - андезит (III этап), западная вершина г. Арагац, седьмой поток снизу со стороны кратера; 45 - андезит (III этап), западная вершина г. Арагац, шестой поток снизу со стороны кратера; 31 - туфолава (I этап) каньон р. Амберд, у с. Бюракан, нижний горизонт; 54 - андезито-дацит (I этап), ущелье р. Манташ, верхнее течение; 3 - андезито-дацит (II этап), каньон р. Амберд, севернее с. Антарут; 16 - андезито-дацит (II этап), каньон р. Касах у с. Аппагях; 13 - андезито-дацит (II этап), западный склон массива г. Арагац; 59 - андезито-дацит (II этап), ущелье р. Манташ, верхнее течение (р. и водохранилища); 5 - туф (II этап), между с.с. Бюракан,

веденной в книге У.А.Дира и др. /1/, моноклинные пироксены Арагацкого комплекса по своим оптическим константам отвечают авгитам с колебанием главных компонентов $Mg_{39-48} Ca_{37-48} Fe_{12-18}$, что близко соответствует составам, полученным по химическим анализам. На рис. 2 иллюстрируется прямая зависимость оптических величин $2V$ и $C:Ng$ от кальциевости изученных клинопироксенов.

Т а б л и ц а 2

Вариация оптических констант клинопироксенов
разнотипных пород Арагацкого вулканического
комплекса

Клинопироксены	$2V$	eNg	Ng'	Np'
Андезито-базальтов	46-52	41-48	1,712-1,715	1,688-1,691
Андезитов	42-54	40-45	1,714-1,715	1,687-1,691
Андезито-дацитов	42-56	40-48	1,712-1,718	1,686-1,690
Дацитов	48-54	41-47	1,712-1,716	1,686-1,690

Укажем, что положительная корреляционная связь между Ca и $2V$ в клинопироксенах из эффузивных пород установлена М.М.Веселовской /9/, Н.Л.Добрецовым и др./3/ и др. Аналогичная зависимость обнаруживается между ионами Ca и $C:Ng$ (рис. 4) до значения Ca 0,74 на 6 атомов кислорода. Дальнейшее увеличение ионов Ca в клинопироксенах сопровождается постепенным уменьшением значения $C:Ng$, в результате чего кривая зависимости $C:Ng$ от Ca приобретает субсимметричную параболическую форму.

Известно, что на оптические свойства клинопироксенов, кроме главных катионов, по-разному влияет также высокое содержание таких второстепенных элементов, как Al и Fe /1,3,10/. Последние, в зависимости от занимаемой в структуре кристаллической решетки позиции могут быть причиной некоторого несоответствия

Антарут; 8 - андезито-дацит (III этап), р-н с. Апаран; 70 - андезито-дацит (III этап), вершинный пояс вулкана Арагац, у оз. Каралич; 46 - андезито-дацит (III этап), западная вершина г. Арагац, третий поток снизу; 20 - туф (III этап), каньон р. Касах у с. Оганаван; 52 - дацит (II этап), СВ склон г. Арагац (высота 2461 м); 51 - дацит (III этап), западный склон г. Арагац (верхушка); 41 - дацит (III этап), южная вершина г. Арагац (верхушка); 56 - туфолова (III этап), СЗ склон г. Арагац, у вулкана Арич; 34 - туфолова (III этап), ущелье р. Касах у церкви Аствацкал.

между оптическими величинами и химическим составом изученных клинопироксенов.

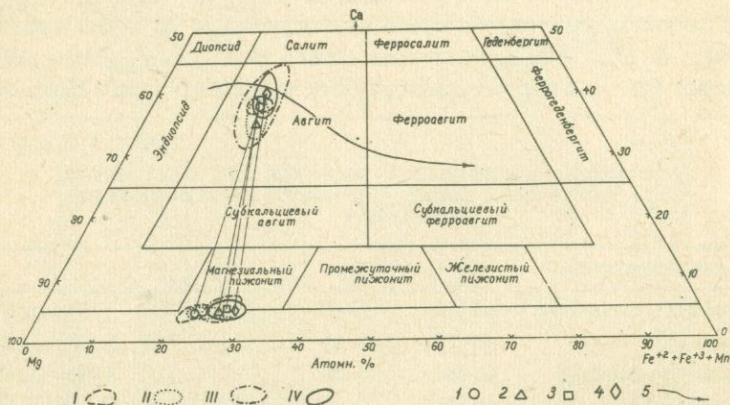


Рис. 3. Диаграмма Полдерваарта и Хесса, иллюстрирующая составы пироксенов Арагацского комплекса. I, II, III, IV – поля фигуративных точек пироксенов андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов и дацитов соответственно. I, 2, 3, 4 – фигуративные точки средних составов пироксенов из различных пород соответственно. 5 – кривая кристаллизации пироксенов насыщенной базальтовой магмы по Полдерваарту и Хессу.

Особенности химизма

Для характеристики особенностей химизма проанализирована серия образцов (26 сосуществующих пар) пироксенов из различных пород и стратиграфических горизонтов Арагацского комплекса, результаты которых сведены в табл. 3, 4, где приведены также кристаллохимические формулы в пересчете на 6 атомов кислорода и атомные соотношения главных компонентов обеих пироксеновых фаз. Последние данные нанесены на четырехкомпонентную ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaFeSi}_2\text{O}_6 - \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) диаграмму А. Полдерваарта и Х. Хесса /II/, где они графически изображены в виде отдельных полей, представляющих ареалы составов пироксенов из различных типов пород, и фигуративные точки, отражающие их средние составы (рис. 3).

Ортопироксены. По номенклатуре А. Полдерваарта /I2/, также принятой У. А. Диром и соавторами /I/, И. В. Гинзбург

/13/ и Н.Л.Добрецовым и др. /3/, ортопироксены Арагацкого комплекса соответствуют бронзиту и частично гиперстену в изоморфном ряду $MgSiO_3 - FeSiO_3$. Содержание главных компонентов ортопироксенов варьирует в пределах $Mg - 64,4-75,1\%$, $Fe - 21,6-30,4\%$, $Ca - 3,1-6,1\%$. Ортопироксены кислых пород обычно относятся к гиперстену, а основных – без исключения к бронзиту.

Рои составов ромбических пироксенов различных типов пород на диаграмме (рис. 3) занимают примерно одинаковое положение ближе к энстатитовому углу и от основных к кислым разностям, час-

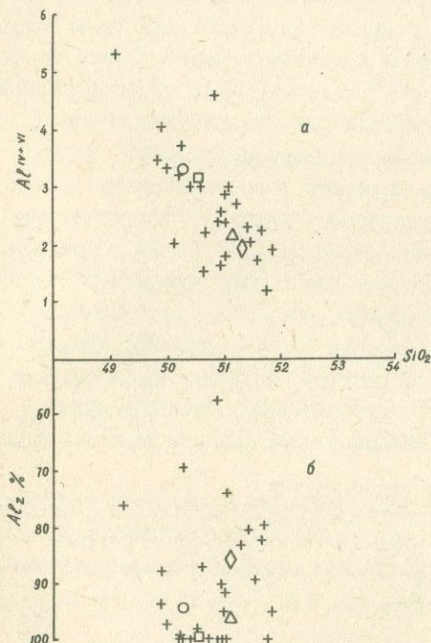


Рис. 4. Зависимость общей глиноземистости (поле а) и Al_2O_3 (поле б) от SiO_2 в клинопироксенах Арагацкого комплекса. Крестики на диаграмме представляет фигуративные точки клинопироксенов. Остальные условные знаки соответствуют таковым на рис. 3.

тично перекрывая друг друга, постепенно смещаются к ферросилитовому углу. Таким образом, устанавливается закономерное изменение составов ромбических пироксенов Арагацкого комплекса, заключающееся в постепенном обогащении ферросилитовым компонентом (в среднем на 5,4%), от андезито-базальтов к дацитам.

Содержание кальция в ортопироксенах колеблется от 1,60 до 3,43 вес. % и лишь в некоторых образцах переваливает верхний предел (2,6 вес.%), установленный И.В.Гинзбург /13/ для ромбических пироксенов. Однако, этот предел, судя по экспериментальным данным, полученным Д.Х.Грином и А.Э.Рингвудом /14/ для сосуществующих пироксеновых пар должен быть несколько повышен (2,8 вес.%).

Волластонитовый компонент в ходе эволюции ортопироксенов от основных к кислым породам в общем проявляет слабую тенденцию возрастания (в среднем на 0,5%), что происходит за счет убывания энстатитовой составляющей.

Как видно из химических анализов ортопироксенов (табл.3), в их составе, кроме главных компонентов, в том или ином количестве присутствуют также примеси других - второстепенных по значению элементов (Ti, Al, Fe^{+3} , Mn, Na, K), незначительное содержание которых обычное явление для реальных составов этих минералов. Из указанных компонентов наиболее важное значение имеет глинозем, распределение которого в сосуществующих парах закономерно и имеет петрологическое значение. Содержание Al_2O_3 в ортопироксенах варьирует от 0,68 до 2,56 вес.% в среднем составляя 1,53-1,73 вес.%. Среднее его содержание в ромбических пироксенах различных типов пород комплекса почти одинаковое и каких-либо четких закономерностей в распределении глинозема в них не устанавливается. В структуре ортопироксенов катионы Al в основном группируются в четверной координации (группе Z), лишь небольшая часть его атомов входит в шестерную координацию (группу Y).

Сопоставление химизма ортопироксенов Арагацкого комплекса с их оптическими данными, исходя из сформированных Н.Д. Добрецовым и др./3/ принципов позволяет предполагать следующий ряд изоморфных замещений: $Fe \rightarrow Mg$; $Al^{IV} \rightarrow Si$; $Ca, Mn, Ti \rightarrow Mg$; $Fe^{3+} \rightarrow Al$.

К л и н о п и р о к с е н ы. Из диаграммы рис. 3 видно, что изученные моноклинные пироксены по номенклатуре А.Полдερваарта и Х.Хесса /II/, располагаются в поле авгита, ближе к его верхнему левому углу, что указывает на тяготение составов изученных авгитов к эндиопсид-салитам. По систематике, предложенной

Т а б л и ц а 3

Химический состав и кристаллические формулы
ромбических пироксенов Арагацкого вулканичес-
кого комплекса

Компо- ненты	I	32	58	67	22
SiO ₂	53,05	53,53	52,53	52,28	52,00
TiO ₂	0,49	0,41	0,22	0,47	0,38
Al ₂ O ₃	2,05	1,35	1,65	1,64	1,27
Fe ₂ O ₃	3,72	сл.	2,88	2,18	2,08
FeO	11,52	13,53	13,25	13,10	16,70
MnO	0,28	0,44	0,45	0,32	0,31
MgO	26,20	27,39	25,37	26,32	23,70
CaO	2,21	1,69	2,52	2,52	2,22
Na ₂ O	0,16	0,22	0,30	0,25	0,28
K ₂ O	0,11	0,03	не обн.	не обн.	0,01
H ₂ O	-	не обн.	0,16	0,10	0,01
П. п. п.	0,72	0,95	0,79	0,86	1,23
Сумма	100,51	99,54	100,32	100,04	100,19

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Z	Si	1,916	1,952	1,920	1,912	2,00
	Al	0,084	0,048	0,071	0,071	-
Y	Al	0,003	0,005	-	-	0,060
	Ti	0,013	0,011	0,006	0,013	0,010
	Fe ⁺³	0,101	-	0,079	0,060	0,060
X	Mg	1,410	1,489	1,393	1,435	1,363
	Fe ⁺²	0,348	0,413	0,405	0,401	0,539
	Mn	0,008	0,014	0,014	0,010	0,010
W	Ca	0,086	0,066	0,099	0,099	0,092
	Na	0,011	0,015	0,021	0,021	0,020

Соотношения атомов

Mg	72,2	75,1	70,0	71,5	66,0
ΣFe	23,4	21,6	25,0	23,5	29,5
Ca	4,4	3,3	5,0	5,0	4,5
100·Mg	75,5	77,7	73,7	75,3	69,1
Mg+ΣFe					

Компо- ненты	6I	72	44	45	3I
SiO ₂	52,22	51,76	52,51	52,00	53,36
TiO ₂	0,51	0,48	0,38	0,46	0,30
Al ₂ O ₃	1,15	1,15	1,70	2,38	2,04
Fe ₂ O ₃	2,12	0,10	1,50	1,54	2,89
FeO	14,83	14,40	15,26	15,84	13,54
MnO	0,62	0,63	0,31	0,23	0,32
MgO	25,49	26,85	25,26	24,18	25,00
CaO	2,03	3,43	2,25	2,42	1,65
Na ₂ O	сл.	0,25	0,25	0,25	0,24
K ₂ O	0,03	не обн.	-	-	-
H ₂ O-	0,30	0,25	-	0,02	0,02
П. п. п.	0,88	0,72	0,75	0,88	0,92
Сумма	100,18	100,02	100,17	100,20	100,28

Количество монов в пересчете на 6(0)

Z	[Si	1,925	1,920	1,943	1,915	1,943
	[Al	0,050	0,050	0,057	0,085	0,057
Y	[Al	-	-	0,018	0,018	0,030
	[Ti	0,014	0,013	0,011	0,013	0,008
	[Fe ⁺³	0,058	0,003	0,042	0,043	0,074
X	[Mg ⁺²	1,401	1,485	1,399	1,327	1,354
	[Fe ⁺²	0,457	0,447	0,412	0,488	0,411
	[Mn	0,019	0,020	0,010	0,007	0,010
W	[Ca	0,080	0,092	0,089	0,096	0,064
	[Na	-	0,018	0,018	0,018	0,017

Соотношения атомов

Mg	69,5	72,5	71,7	67,7	70,6
ΣFe	26,5	23,0	23,7	27,4	26,1
Ca	4,0	4,5	4,6	4,9	3,3
100·Mg Mg+ΣFe	72,8	76,0	75,1	71,2	73,0

Компо- ненты	54	13	16	3	59
SiO ₂	50,62	52,02	51,52	50,64	52,08
TiO ₂	0,54	0,58	0,46	0,65	0,38
Al ₂ O ₃	1,59	1,71	2,33	0,88	1,70
Fe ₂ O ₃	11,29	5,72	5,10	1,09	1,47
FeO	8,03	12,60	11,68	16,99	15,55
MnO	-	0,92	0,44	0,57	0,60
MgO	24,03	24,42	25,20	24,86	24,50
CaO	3,08	2,38	2,94	3,00	2,31
Na ₂ O	0,40	0,30	0,30	0,30	0,42
K ₂ O	0,15	0,15	0,15	сл.	-
H ₂ O	0,64	-	0,20	0,23	0,03
П. п. п.	-	-	-	0,82	1,14
Сумма,	100,37	100,80	100,32	100,03	100,18

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Z	[Si Al	1,854 0,069	1,892 0,073	1,876 0,100	1,895 0,039	1,925 0,074
Y	[Al Ti Fe ⁺³	- 0,015 0,311	- 0,016 0,156	- 0,013 0,140	- 0,018 0,031	- 0,011 0,041
X	[Mg Fe ⁺²	1,311 0,246	1,324 0,383	1,368 0,356	1,387 0,532	1,350 0,480
W	[Mn Ca Na	- 0,121 0,028	0,028 0,093 0,021	0,014 0,115 0,021	0,018 0,120 0,022	0,019 0,091 0,030

Соотношения атомов

Mg	65,9	66,7	68,6	66,4	68,1
ΣFe	28,0	28,6	25,6	27,8	27,3
Ca	6,1	4,7	5,8	5,8	4,6
100·Mg Mg+ΣFe	70,7	70,0	72,8	70,3	71,4

	5	20	8	70	46
SiO ₂	52,56	51,67	50,74	51,37	51,45
TiO ₂	0,52	0,87	0,52	0,42	0,45
Al ₂ O ₃	1,10	0,68	2,56	1,28	1,19
Fe ₂ O ₃	2,28	3,11	5,40	1,43	3,39
FeO	14,11	13,82	13,30	16,56	14,98
MnO	0,85	0,83	-	0,80	0,60
MgO	25,06	25,50	24,08	25,00	23,52
CaO	2,06	2,10	3,42	1,60	3,08
Na ₂ O	0,40	0,40	0,45	0,40	0,25
K ₂ O	сл.	сл.	0,22	не обн.	-
H ₂ O-	0,17	0,26	-	0,08	-
П. п. п.	0,98	0,48	-	1,37	1,22
Сумма	100,09	99,72	100,69	100,31	100,13

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Z	[Si	1,936	1,910	1,868	1,905	1,916
	[Al	0,047	0,030	0,111	0,056	0,052
Y	[Al	-	-	-	-	-
	[Ti	0,014	0,024	0,014	0,012	0,012
	[Fe ⁺³	0,063	0,087	0,150	0,041	0,095
	[Mg ⁺²	1,376	1,405	1,322	1,398	1,305
X	[Fe ⁺²	0,435	0,427	0,410	0,520	0,466
	[Mn	0,027	0,026	-	0,025	0,019
W	[Ca	0,081	0,083	0,095	0,064	0,123
	[Na	0,029	0,029	0,032	0,029	0,017

Соотношение атомов

Mg	69,4	69,3	66,9	68,3	65,0
ΣFe	26,5	26,6	28,3	28,6	28,9
Ca	4,1	4,1	4,8	3,1	6,1
100·Mg	72,4	72,2	70,2	70,9	69,2
Mg+ΣFe					

	52	34	5I	4I	42
SiO ₂	53,04	52,30	53,16	52,15	52,12
TiO ₂	0,38	0,32	0,40	0,34	0,45
Al ₂ O ₃	2,21	2,04	1,70	0,72	1,70
Fe ₂ O ₃	1,01	0,96	1,66	1,35	0,96
FeO	14,69	17,57	14,40	17,32	17,56
MnO	0,23	0,58	0,60	0,84	0,60
MgO	24,50	23,04	24,08	23,57	22,83
CaO	2,42	2,32	2,86	1,92	2,36
Na ₂ O	0,40	0,20	0,30	0,04	0,34
K ₂ O	-	-	-	0,03	0,01
H ₂ O	-	0,01	0,02	0,22	0,03
П. п. п.	1,20	0,84	1,12	1,37	1,15
Сумма	100,08	100,18	100,30	99,87	100,11

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Z	Si	1,944	1,938	1,949	1,955	1,938
	Al	0,056	0,062	0,051	0,032	0,062
Y	Al	0,040	0,027	0,023	-	0,013
	Ti	0,010	0,009	0,011	0,010	0,013
	Fe ⁺³	0,028	0,027	0,046	0,038	0,027
X	Mg ⁺²	1,338	1,272	1,316	1,317	1,265
	Fe ⁺²	0,450	0,544	0,442	0,543	0,546
	Mn	0,007	0,018	0,018	0,027	0,019
W	Ca	0,095	0,092	0,112	0,077	0,105
	Na	0,028	0,014	0,021	0,003	0,025

Соотношение атомов

Mg	69,8	65,1	68,0	65,8	64,5
ΣFe	25,3	30,2	26,2	30,4	30,2
Ca	4,9	4,7	5,8	3,8	5,3
100·Mg	73,4	68,4	72,2	68,4	68,1
Mg+ΣFe					

	56	АБ	А	АД	Д
SiO ₂	52,32	52,85	52,10	51,64	52,51
TiO ₂	0,56	0,40	0,44	0,52	0,41
Al ₂ O ₃	2,02	1,67	1,53	1,55	1,73
Fe ₂ O ₃	8,51	2,20	1,47	3,92	2,41
FeO	10,50	12,85	15,41	13,74	15,34
MnO	0,74	0,37	0,42	0,54	0,60
MgO	23,06	26,37	25,10	24,66	23,50
CaO	2,52	2,23	2,48	2,51	2,40
Na ₂ O	0,22	0,23	0,21	0,35	0,25
K ₂ O	0,18	0,03	0,01	0,06	0,04
H ₂ O	-	0,06	0,12	0,15	0,05
П. п. п.	-	0,83	0,89	0,63	0,95
Сумма	100,63	100,09	100,18	100,27	100,19

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Z	[Si	1,899	1,925	1,921	1,902	1,937
	[Al	0,086	0,072	0,066	0,067	0,063
	[Al	-	-	-	-	0,012
Y	[Ti	0,015	0,011	0,012	0,014	0,011
	[Fe ⁺³	0,232	0,060	0,041	0,108	0,067
	[Mg ⁺²	1,247	1,432	1,379	1,353	1,294
X	[Fe ⁺²	0,319	0,391	0,475	0,423	0,473
	[Mn	0,023	0,011	0,013	0,017	0,019
W	[Ca	0,098	0,087	0,098	0,099	0,095
	[Na	0,015	0,016	0,015	0,025	0,018

Соотношение атомов

Mg	65,0	72,3	68,7	67,7	66,4
ΣFe	29,9	23,3	26,4	27,4	28,7
Ca	5,1	4,4	4,9	4,9	4,9
100·Mg	68,5	75,6	72,3	71,2	69,8
Mg+ΣFe					

Примечание: номера образцов те же, что и в таблице 1. Анализы выполнены в лаборатории ИГН АН АрмССР аналитиками Л.А.Оганисян, З.Ш.Гаспарян, В.А.Бабалян и ИГМ АН Укр.ССР - аналитиками Л.М.Гонедзинской и Г.А.Скрибник.

Т а б л и ц а 4
Химический состав и кристаллические формулы
моноклинных пироксенов Арагацкого вулканического
комплекса

Компо- ненты	I	32	58	67	22
SiO ₂	49,90	50,42	50,18	50,60	50,90
TiO ₂	0,66	0,11	0,58	0,89	0,62
Al ₂ O ₃	4,00	3,00	3,23	3,00	2,38
Fe ₂ O ₃	3,49	3,30	4,45	1,98	1,79
FeO	6,22	6,22	7,70	6,91	8,64
MnO	0,28	0,29	0,20	0,26	0,25
MgO	16,11	17,03	15,69	16,56	17,55
CaO	19,29	19,48	18,06	18,55	16,94
Na ₂ O	0,30	0,50	0,60	0,50	0,45
K ₂ O	-	0,04	0,15	не обн.	сл.
H ₂ O	-	-	-	0,06	0,01
П. п. п.	0,30	0,30	-	0,66	0,66
Сумма	100,62	100,69	100,84	99,97	100,19

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Z	Si	1,845	1,865	1,860	1,885	1,888
	Al	0,155	0,131	0,140	0,115	0,104
Y	Al	0,021	-	0,001	0,017	-
	Ti	0,018	0,003	0,016	0,025	0,020
	Fe ⁺³	0,097	0,092	0,124	0,055	0,050
X	Mg	0,888	0,939	0,866	0,919	0,992
	Fe ⁺²	0,192	0,192	0,239	0,215	0,268
	Mn	0,009	0,009	0,006	0,008	0,010
W	Ca	0,764	0,772	0,717	0,740	0,673
	Na	0,021	0,036	0,043	0,036	0,034

Соотношение атомов

Mg	45,5	46,9	44,6	47,4	49,8
Σ Fe	15,3	14,6	18,5	14,4	16,4
Ca	39,2	38,5	36,9	38,2	33,8
f	0,25	0,24	0,29	0,23	0,25

	6I	72	44	45	3I
SiO ₂	50,68	50,97	51,45	51,70	51,00
TiO ₂	0,72	0,77	0,54	0,49	0,65
Al ₂ O ₃	2,2I	1,64	2,32	2,26	2,89
Fe ₂ O ₃	3,II	1,66	2,98	2,37	2,52
FeO	6,9I	7,20	7,48	8,04	7,49
MnO	0,4I	0,43	0,38	0,38	0,20
MgO	16,05	16,54	17,II	17,20	18,50
CaO	18,43	19,12	15,96	16,20	15,67
Na ₂ O	0,57	0,50	0,60	0,60	0,70
K ₂ O	0,03	не обн.	0,0I	0,0I	0,0I
H ₂ O	0,26	0,09	0,05	0,04	0,0I
П. п. п.	0,8I	0,62	1,08	1,II	0,60
Сумма	100,19	99,54	99,96	100,40	100,24

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Z	Si	1,898	1,9II	1,918	1,92I	1,884
	Al	0,098	0,073	0,082	0,079	0,II6
Y	Al	-	-	0,020	0,020	0,010
	Ti	0,020	0,022	0,015	0,014	0,018
	Fe ⁺³	0,088	0,047	0,083	0,066	0,070
X	Mg	0,896	0,926	0,95I	0,953	1,019
	Fe ⁺²	0,216	0,226	0,233	0,250	0,23I
	Mn	0,013	0,014	0,012	0,012	0,006
W	Ca	0,740	0,770	0,638	0,645	0,620
	Na	0,04I	0,037	0,043	0,043	0,050

Соотношение атомов

Mg	45,9	46,7	49,6	49,5	52,4
ΣFe	16,2	14,5	17,1	17,0	15,8
Ca	37,9	38,8	33,3	33,5	31,8
f	0,26	0,27	0,26	0,26	0,23

	54	13	16	3	59
SiO ₂	50,86	50,00	49,20	50,24	51,82
TiO ₂	0,58	0,09	0,09	0,89	0,51
Al ₂ O ₃	4,62	3,34	5,29	2,02	1,90
Fe ₂ O ₃	3,43	4,45	2,09	3,06	2,82
FeO	7,00	6,21	6,90	7,49	6,76
MnO	0,32	0,43	0,36	0,38	0,40
MgO	16,40	15,20	15,65	14,30	16,90
CaO	15,04	20,10	20,32	19,98	17,80
Na ₂ O	0,70	0,60	0,60	0,60	0,58
K ₂ O	0,15	0,09	0,09	не обн.	0,06
H ₂ O ₋	-	-	0,10	0,21	не обн.
П.п.п.	0,08	0,15	0,20	0,71	0,74
Сумма	99,18	100,66	100,89	99,88	100,29

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Z	[Si	1,884	1,858	1,824	1,899	1,921
	[Al	0,116	0,142	0,176	0,090	0,079
Y	[Al	0,086	0,004	0,055	-	0,004
	[Ti	0,016	0,002	0,002	0,025	0,014
	[Fe ⁺³	0,100	0,124	0,058	0,087	0,080
X	[Mg ⁺²	0,905	0,842	0,859	0,805	0,934
	[Fe ⁺²	0,217	0,193	0,214	0,237	0,210
	[Mn	0,010	0,014	0,011	0,012	0,012
W	[Ca	0,597	0,801	0,807	0,809	0,707
	[Na	0,050	0,043	0,043	0,044	0,042

Соотношение атомов

Mg	49,5	42,6	44,1	41,3	48,1
Σ Fe	17,9	16,8	14,5	17,2	15,5
Ca	32,6	40,6	41,4	41,5	36,4
f	0,27	0,28	0,25	0,29	0,24

	5	20	8	70	46
SiO ₂	51,08	49,85	50,26	50,68	50,96
TiO ₂	0,81	0,66	0,62	0,64	0,30
Al ₂ O ₃	3,02	3,47	3,70	1,52	2,55
Fe ₂ O ₃	1,78	3,08	3,20	1,45	3,48
FeO	6,04	6,59	6,20	6,62	6,91
MnO	0,43	0,28	0,38	0,60	0,20
MgO	16,21	15,06	13,45	18,26	15,80
CaO	18,89	20,72	20,58	18,78	18,70
Na ₂ O	0,70	0,32	0,70	0,50	0,71
K ₂ O	сл.	0,17	0,20	не обн.	-
H ₂ O-	0,21	-	0,56	0,10	-
П. п. п.	0,54	0,20	0,12	0,51	0,29
Сумма	99,71	100,47	99,97	99,66	99,90

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Z	[Si	1,902	1,858	1,886	1,894	1,899
	[Al	0,098	0,142	0,114	0,067	0,101
Y	[Al	0,034	0,010	0,050	-	0,011
	[Ti	0,023	0,018	0,018	0,018	0,008
	[Fe+3	0,050	0,086	0,090	0,041	0,098
	[Mg+2	0,899	0,836	0,752	1,017	0,877
X	[Fe+2	0,188	0,205	0,195	0,207	0,215
	[Mn	0,011	0,009	0,012	0,019	0,006
W	[Ca	0,754	0,827	0,827	0,752	0,747
	[Na	0,051	0,023	0,051	0,036	0,051

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Mg	47,3	42,6	40,1	50,0	45,1
Σ Fe	13,1	15,3	15,8	13,1	16,4
Ca	39,6	42,1	44,1	36,9	38,5
f	0,22	0,26	0,28	0,21	0,27

Продолжение таблицы 4

	52	34	51	41	42
SiO ₂	51,04	51,26	51,52	51,75	51,60
TiO ₂	0,69	0,59	0,55	0,40	0,52
Al ₂ O ₃	1,77	2,72	2,04	1,21	1,70
Fe ₂ O ₃	2,44	3,01	2,74	3,01	2,27
FeO	6,48	6,34	6,39	7,63	7,20
MnO	0,45	0,34	0,82	0,38	0,46
MgO	14,77	16,26	15,45	16,33	14,85
CaO	20,92	18,59	19,20	18,00	19,66
Na ₂ O	0,58	0,70	0,81	0,60	0,60
K ₂ O	0,06	-	0,06	0,01	0,18
H ₂ O	не обн.	0,01	не обн.	0,03	0,36
П. п. п.	0,65	0,49	0,69	1,00	0,96
Сумма	100,16	100,31	100,21	100,35	100,36

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Z	Si	1,917	1,898	1,920	1,933	1,938
	Al	0,079	0,102	0,080	0,053	0,062
Y	Al	-	0,017	0,009	-	0,013
	Ti	0,019	0,016	0,015	0,011	0,015
	Fe+3	0,068	0,084	0,077	0,085	0,064
X	Mg	0,826	0,897	0,858	0,909	0,831
	Fe+2	0,204	0,196	0,199	0,238	0,226
	Mn	0,014	0,011	0,026	0,012	0,014
W	Ca	0,842	0,738	0,767	0,720	0,791
	Na	0,042	0,050	0,059	0,043	0,044

Соотношение атомов

Mg	42,2	46,6	44,5	46,3	43,1
ΣFe	14,7	15,1	15,7	17,0	15,8
Ca	43,1	38,3	39,8	36,7	41,1
f	0,26	0,25	0,26	0,27	0,27

Продолжение таблицы 4

	56	АБ	А	АД	Д
SiO ₂	51,00	50,28	51,14	50,54	51,31
TiO ₂	0,54	0,56	0,63	0,53	0,55
Al ₂ O ₃	2,40	3,32	2,16	3,12	1,97
Fe ₂ O ₃	3,63	3,30	2,38	2,85	2,85
FeO	6,57	6,76	7,65	6,75	6,77
MnO	0,46	0,26	0,37	0,36	0,48
MgO	15,40	16,35	16,89	15,98	15,51
CaO	19,00	18,85	17,33	18,78	19,23
Na ₂ O	0,70	0,48	0,54	0,61	0,66
K ₂ O	0,11	0,05	0,01	0,07	0,07
H ₂ O-	0,72	0,01	0,09	0,11	0,19
П. п. п.	0,16	0,32	0,86	0,38	0,66
Сумма	100,69	100,54	100,05	100,08	100,25

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Z	[Si	1,900	1,863	1,909	1,882	1,914
	[Al	0,100	0,137	0,091	0,118	0,086
Y	[Al	0,005	0,008	0,004	0,019	0,001
	[Ti	0,015	0,016	0,018	0,015	0,015
	[Fe ⁺³	0,102	0,092	0,067	0,080	0,080
	[Mg	0,855	0,903	0,940	0,897	0,862
X	[Fe ⁺²	0,205	0,209	0,239	0,210	0,211
	[Mn	0,015	0,008	0,012	0,011	0,015
W	[Ca	0,759	0,748	0,693	0,750	0,780
	[Na	0,051	0,034	0,039	0,044	0,047

Соотношение атомов

Mg	44,2	46,1	48,2	45,8	44,3
ΣFe	16,6	15,7	16,3	15,5	15,7
Ca	39,2	38,2	35,5	38,7	40,0
f	0,27	0,25	0,25	0,25	0,26

Примечание: номера образцов те же, что и в табл. I. Анализы выполнены в лаборатории ИГН АН АрмССР аналитиками Л.А.Оганизян, З.Ш.Гаспарян, В.А.Бабалян и ИГЧМ АН Укр.ССР - аналитиками - Л.М.Гонедзинской и Г.А.Скрибник.

И.В.Гинзбург /13/, изученные клинопироксены относятся к собственно авгитам, а по Н.Л.Добрецову и др. /3 / - к субкальциевым авгитам, с содержанием главных компонентов в пределах

$\text{Mg}_{40,1-52,5}$ $\text{Ca}_{31,8-44,1}$ $\text{Fe}_{13,1-18,5}$. Существенных различий в составе клинопироксенов в однотипных породах разных этапов не наблюдается. Вариации их составов определяются кремнекислотностью и магнезиальностью вмещающих пород. Клинопироксены основных пород комплекса отличаются сравнительно меньшими вариациями состава главных компонентов, что графически хорошо отражается на диаграмме. Относительно больший контраст составов проявляют авгиты андезитов, андезито-дацитов и дацитов, поля роев которых на диаграмме значительно удалены одно от другого. В то же время на небольшом участке, соответствующем полю авгитов основных пород, они несколько перекрывают друг друга. Авгиты андезито-дацитов характеризуются относительно большей вариацией содержания главных компонентов, однако средний их состав мало отличается от такового крайних членов вулканического комплекса. В среднем наибольшей магнезиальностью отличаются авгиты андезитов. Точка, изображающая средний состав клинопироксенов этих пород на диаграмме занимает несколько обособленное положение, тяготея, в общем, к магнезиальному ее углу. Из диаграммы явствует также, что авгитовый тренд в изученном комплексе в целом вытянут субпараллельно магнезиально-кальциевой стороне трапеции, что может указывать на более широкое изоморфное замещение катионов магния и железа при относительно постоянном содержании ферросилитовой молекулы. На рис. 4а, отражающей зависимость Al_2O_3 от SiO_2 в клинопироксенах изученного комплекса четко видна обратная пропорциональность между содержаниями этих двух элементов.

Как известно, Al в кристаллической решетке пироксенов обычно играет двоякую роль. Количество ионов Al в структуре изученных авгитов находится в соответствии с количеством ионов Si, что отражается на рис. 4б. Рассмотрение диаграммы показывает, что основная часть ионов Al (подобно Al^{IV} в ортопироксенах) имеет тетраэдрическую координацию, и что она находится в обратной зависимости от ионов Si. Лишь незначительная часть Al входит в октаэдрическую позицию вместе с другими ионами R^{+3} .

По результатам статистических исследований /3,15,16/ выясняется, что пропорция ионов Al в четверной координации кристаллической решетки клинопироксенов имеет петрогенетическое значение и может стать индикатором степени насыщенности SiO_2 исходной базальтовой магмы. Н.Л.Добрецов и др. /3/ считают, что в ассоциациях недосыщенных SiO_2 ортопироксены и клинопироксены богаче Al , т.к. чермакит ($CaAl_2SiO_6$) можно рассматривать как недосыщенный аналог анортита.

На диаграмме (рис. 5), построенной по данным М.Ле Баса /15/ и Я.Куширо /17/, частично Н.Л.Добрецова и др. /3/ и отражающей вариацию содержания Si и Al в клинопироксенах из различных формационных типов пород, нанесены точки составов изученных клинопироксенов. Из диаграммы видно, что фигуративные точки клинопироксенов Арагацского комплекса, располагаясь в пределах поля клинопироксенов "орогенных андезитовых формаций", выделенных Н.Л.Добрецовым и др., ложатся в основном на "линии насыщенности" тетраэдрической позиции, или близко подходят к ней. Лишь некоторые точки, соответствующие клинопироксенам кислых пород, заметно смещены в обе стороны от указанной линии, проявляя обратные соотношения ионов Si и Al . Однако, как явствует из диаграммы рис.5, точки средних составов клинопироксенов различных пород указанного комплекса ложатся на вышеуказанную линию, что означает насыщенность тетраэдрической позиции ионами Si и Al .

Некоторые детали химизма изученных авгитов иллюстрирует диаграмма (рис. 6), отражающая зависимость между железистостью и кальциевостью клинопироксенов с одной стороны и железистостью и содержанием Al^{IV} ($Ca - Al$ чермакита) с другой, построенная по принципу Добрецова и др./3/. На этой диаграмме ясно, что вариации коэффициента железистости (f) очень невелики, тогда как вариации $Ca - Al$ чермакита и волластонита обнаруживают значительный диапазон, причем относительно больший контраст по содержанию волластонитового компонента обнаруживают авгиты андезитов и андезито-дацитов. Августы андезито-базальтов и андезито-дацитов содержат почти одинаковое количество волластонитового компонента и близки по содержанию $Ca-Al$ чермакита. Августы андезитов и дацитов резко отличаются по содержанию Ca , причем в первых наименьшее, во-вторых, наоборот, наибольшее. Вместе с

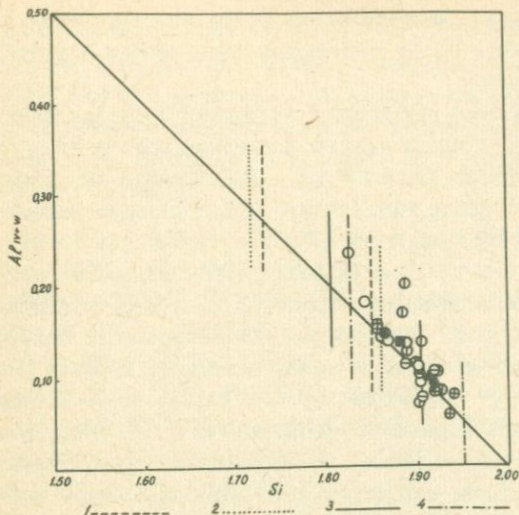


Рис. 5. Соотношение атомов Si и Al IV+VI в

клинопироксенах Арагацского комплекса.

Поля клинопироксенов: 1 - щелочных пород без фельдspathoidов (по Куширо и Ле Басу), 2 - континентальной оливин-базальтовой формации, 3 - океанической оливин-базальтовой формации, 4 - орогенных андезитовых формаций (2-4 по Добрецову и др.). Усл. знаки те же, что и на рис. 1 и 3.

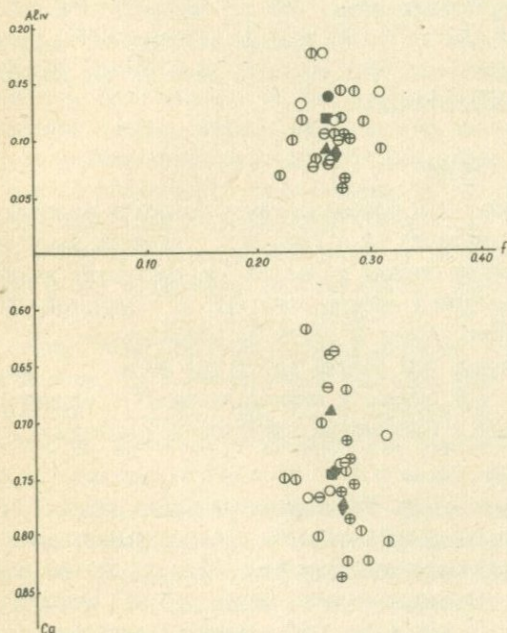


Рис. 6. Зависимость между содержаниями Ca - Al чермакита, волластонита и железистостью в клинопироксенах Арагацского комплекса. Усл. знаки соответствуют таковым на рис. 5.

тем по содержанию Са-Al чермакита они почти не отличаются и в целом содержат меньше этого компонента, чем авгиты основных пород и андезитов-дацитов.

Для изучения характера изоморфных замещений в моноклинных пироксенах Арагацкого вулканического комплекса использован статистический метод главных компонент /17/. Расчеты выполнены по программе ВСЕГЕИ "факторный анализ" в лаборатории математических методов ИГиН АН Армянской ССР. Полученные результаты показывают, что ведущим трендом (I фактор) изменчивости клинопироксенов изученного комплекса является авгитовое замещение $Mg_7Si_7Fe_6^{+2} \longleftrightarrow Ca_8Al_7Fe_5^{+3}$ отвечающее гетеровалентным замещениям в тетраэдрической и октаэдрической позициях. Формула второго фактора имеет вид $Fe_5^{+3}Al_4Na_3Mg \longleftrightarrow Ti_7Ca_6$. Этот тренд отвечает сопутствующим замещениям шестерной позиции и крупном полиадре (восьмерная координация). Установленный тренд свойственен высокомагнезиальным маложелезистым клинопироксенам натриево-калиевых ассоциаций вулканитов. Для изученной серии характерна обратная корреляция между Са-Al чермакитом и Fe^{+2} , т.е. за счет возрастания Fe^{+2} происходит объединение клинопироксенов Са-Al чермакитом, что особенно заметно при переходе от основных пород к среднекислым.

Рентгенометрические данные.

Для изучения структурных особенностей пироксенов Арагацкого комплекса и сопоставления их с химизмом проведены рентгенометрические исследования восьми образцов (по четыре из каждой фазы) в рентгеноструктурной лаборатории ИГиН АН Армянской ССР аналитиком Э.Х.Хуршудян. Образцы сняты на дифрактометре УРС-50 ИМ на железном излучении при режиме на трубке 25 kv, 10 ма. Рентгенограммы сняты при скорости сканирования 2° в минуту, а для расчета параметров и содержания энстатитовой молекулы - 1° в минуту.

Ортопироксены. Рентгенометрические данные ромбических пироксенов приведены в табл.5. Ортопироксены, диагностированные по методу, предложенному П.С.Звааном /18/ по разнице межплоскостных отношений (d_d) линий (10.31) и (060) относятся к бронзиту (а обр. № 70 - к энстатиту) с колебанием

энстатитового компонента от 72 до 81 %. Аномально высокое содержание энстатитовой молекулы получено только для обр. № 70. Небезинтересно отметить, что содержание энстатитовой молекулы, полученной по рентгеновским параметрам, везде несколько завышено по сравнению с таковой, полученной по результатам химических анализов.

К л и н о п и р о к с е н ы. Для диагностирования использованы интенсивные рефлексы (22I), (310), (311), (131), изолированный и сильный рефлекс (53I), а также сильная пара рефлексов (260) и (53I). Параметры "b" и $a \sin \beta$ по линиям (510) и (150) и по линии (060) рассчитаны по номограмме, предложенной Е.П.Сokolовой и др./19/. Поправка введена по NaCl.

По классификации, предложенной П.С.Звааном /18/ все клинопироксены входят в группу B_1 и относятся к авгитам и эндиопсидам (обр. № 1). Величины параметров "b" и $a \sin \beta$, приведенные в табл. 5 обнаруживают значительные вариации. В той же таблице приведены составы пироксенов, рассчитанные с помощью диаграмм, построенных К.М.Брауном /20/ и К.Висванатаном /21/ по величине параметров "b" и $a \sin \beta$, а также моль % главных компонентов, рассчитанных по результатам химических анализов. Сравнение данных таблицы указывает на значительное расхождение по содержанию энстатитового и ферросилитового компонентов, тогда как по воластонитовому компоненту получаются в основном удовлетворительные результаты. Укажем, что вышеупомянутыми авторами при составлении диаграмм не были учтены более высокие (выше 2-3%) содержания второстепенных компонентов — окислов

Fe^{+3} , Al, Ti, Na и др., первые два из которых содержатся в изученных нами образцах клинопироксенов в несколько повышенном количестве и могли стать причиной указанных расхождений. В работах У.А.Дири и др. /1/ и Н.Вижкинда /22/ указывается на то, что из примесей второстепенных элементов наибольшее влияние на величину параметров "b" и $a \sin \beta$ имеет алюминий ($Al^{IV} + Al^{VI}$). Это подтверждается и на примере проведенного нами изучения клинопироксенов, о чем свидетельствует построенная нами диаграмма (рис. 7), иллюстрирующая обратную зависимость между параметром "b" и общей глиноземистостью.

Постоянное увеличение параметра "b" в связи с уменьшением содержания глинозема в клинопироксенах от основных к кислым

Т а б л и ц а 5

Рентгенометрические данные и состав пироксенов различных пород Арагацкого вулканического комплекса

Обр.	Моноклинные пироксены						Ромбические пироксены				
	Параметры		Состав по рент.данным			Состав по хим.анализам	Параметры	Сост. по рент.дан-ным	Сост. по хим.анализам	En	En
	b	a sin β	En	Wo	Fs						
						En	Wo	Fs	$\Delta d(\text{\AA})$		
I	8,904	9,354	5I	44	5	45,5	39,2	15,3	0,012	8I	75,5
45	8,914	9,317	52	35	13	49,5	33,5	17,0	0,014	72-75	71,2
58	8,910	9,322	52	38	10	44,6	36,9	18,5	0,014	74-75	73,7
70	8,924	9,365	44	43	13	50,0	46,9	13,1	0,015	95	70,9

Примечание: номера образцов соответствуют таковым на рис.7

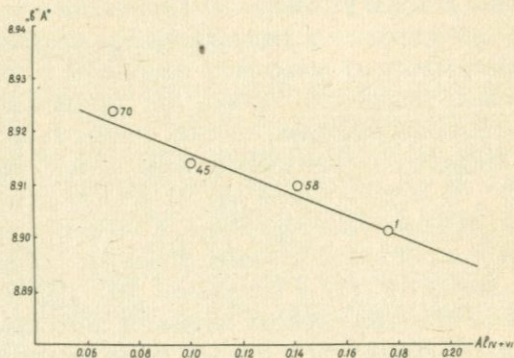


Рис. 7. Зависимость параметра "b" от общей глиноземистости в клинопироксенах Арагацкого комплекса. Номера кружков соответствуют таковым в табл. I.

породам подтверждает гетеровалентное изоморфное замещение типа $Si^{+4} Mg^{+2} \rightarrow IV Al^{+3} VI Al^{+3}$. На диаграммах рис. 8 улавливается прямолинейная зависимость между параметром $a \cdot \sin \beta$ (а) и "b" (б) и ферросилитовым компонентом в изученных клинопироксенах. Более крутой наклон линии вариации $a \cdot \sin \beta$ по сравнению с "b" определяется более сильным влиянием замещения $Mg \longleftrightarrow Ca$, чем $Mg \longleftrightarrow Fe^{+2}$.

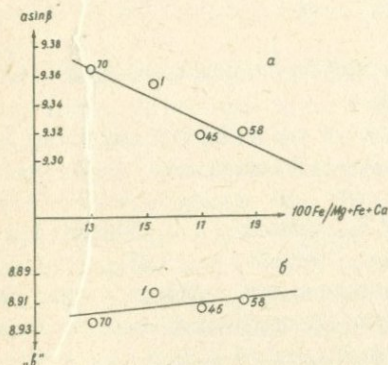


Рис. 8. Зависимость параметров $a \cdot \sin \beta$ и "b" от железистости в клинопироксенах Арагацкого комплекса. Номера кружков те же, что и в табл. I.

Завершая рассмотрение оптических свойств, химизма и рентгенометрических данных для пироксенов Арагацкого комплекса, подчеркнем следующие закономерности:

1. Как для ортопироксенов, так и клинопироксенов характерны устойчивость состава, вариации в сравнительно узких пределах и принадлежность к магниевым членам соответствующих изоморфных рядов. В возрастной последовательности заметной изменчивости их составов не наблюдается. Устанавливаемые различия связаны с переходом от андезитов-базальтов к андезитам и далее к кислым разностям.

2. Вариации в ряду ортопироксенов в указанном направлении состоят в закономерном возрастании ферросилитового компонента (от 22,3 до 31,9%) и в переходе от бронзита к магниевому гиперстену.

3. Изученные клинопироксены по химизму близки, имеют авгитовый состав, несколько смещенный к полю эндиопсида. Вариации их составов в том же направлении от основных пород к кислым,

во-первых, приобретают большой размах и, во-вторых, связаны с изменчивостью содержания Са - Al чермакитового и волластонитового компонентов при почти постоянной железистости.

4. Ведущий тренд клинопироксенов изученного комплекса авгитовый ($Si, Mg, Fe^{+2} \longleftrightarrow Al, Ca, Fe^{+3}$), свойственный высокомагнезиальным, маложелезистым клинопироксенам натриево-калиевых ассоциаций вулканов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. - Породообразующие минералы, т.2, Изд. "Мир", М., 1965.

2. Hess H.H. - Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions. Amer.J.Sci., 250, P.1, 1952.

3. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. Изд. "Наука", М., 1971.

4. Добрецов Н.Л. О взаимосвязи между главными ионами ромбических пироксенов и их влиянии на оптические свойства минерала. Зап. ВМО, сер.П, ч.88, вып.6, Изд.АН СССР, М.-Л., 1959.

5. Henriques A. - The influence of cations on the optical properties of orthopyroxenes. Arkiv Min., Geol., 2, 1958.

6. Hori F. - Effects of constituent cations on the refractive indices of orthopyroxenes. Jap.Mineral.j., 1, 1956.

7. Hess H.H. - Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Amer.Mineral., 34, N 9-10, 1949.

8. Muir I.D. - The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, eastern Greenland. Min.Mag., 29, N 214, 1951.

9. Веселовская М.М. Химико-минералогические исследования в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Тр.ИГН АН СССР, петрографическая серия, вып.86, 1950.

10. Hori F. - Effects of constituent cations on the optical properties of clinopyroxenes. Univ., Coll. Gen. Educ., Sci., Papers, 4, Tokyo, 1954.

11. Poldervaart A., Hess H.H. - Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. Journ.Geol., 59, N 5, 1951.

12. Poldervaart A. - The relationship of orthopyroxenes to pigeonites. *Min.Mag.*, 28, 1947.

13. Гинзбург И.В. Обзор систематики пироксенов. В сб.: "Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса". Изд. "Наука", М., 1970.

14. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. Изд. "Мир", М., 1968.

15. Le Bas M.I. - The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer.Journ.Sci.*, v.260, N 4, 1962.

16. Kushiro I. - Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer.Journ.Sci.*, v.258, N 8, 1960.

17. Дуденко Л.Н., Центер И.Я., Румянцева Н.А., Марковский Б.А., Порошин Е.Е. Типы трендов и изоморфных замещений в авгитах вулканических ассоциаций. Зап. ВМО, ч. СУІ, вып.4, 1977.

18. Zwaan P.C. - On the determination of pyroxene by X-ray powder diagrams. *Leidse Geologische Mededelingen*. v.19, 1955.

19. Соколова Е.П., Шнай Г.Х., Орлова М.П. Типоморфные особенности клинопироксенов пород щелочно-габброидной формации (на примере Алданского комплекса). В сб.: "Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд". Изд. "Наука", Л., 1979.

20. Brown G.M. - The effect of iron substitution on the unit cell dimensions of the common clinopyroxenes. *Amer.Min.*, 45, 1960

21. Viswanathan K. - Unit cell dimensions and ionic substitutions in clinopyroxenes. *Amer.Min.*, 51, N 3-4, 1966.

22. Witkind I.I. - Clinopyroxenes from acidic, intermediate, and basic rocks, Little Belt Mountains, Montana. *Amer.Min.*, v.54, N 7-8, 1969.

Б.М.Меликсетян, З.О. Чибухчян

ТИПОМОРФИЗМ МУСКОВИТОВ КАК КРИТЕРИЙ РТ-УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Мусковит был рассмотрен нами для оценки РТ-условий метаморфизма и гранитообразования в силу его распространенности почти во всех разностях кислых пород Апаран-Анкаванского выступа Цахкуняцкого кристаллического массива. Наибольшие его количества встречаются в слюдястых сланцах и гнейсах, а из магматических пород в мусковитовых плагиогранитах. Менее распространен он в сланцах из Северной Армении.

Химические составы и кристаллохимические формулы исследованных мусковитов приведены в табл. I. Имеющая место значительная нехватка катионов в группе "X", которая должна быть близка к единице в кристаллохимической формуле, с одной стороны, и избыток гидроксильной группы — с другой, свидетельствуют об их принадлежности к гидромусковиту (вероятно, в позиции "X" калий замещается оксонием H_3O^+). Другой особенностью мусковитов является повышенное содержание кремния в тетраэдрической позиции, сопровождаемое замещением октаэдрического алюминия магнием и железом, т.е. замещениями, характерными для фенгита.

Из табл. I видно, что количество парагонитовой составляющей, находящейся в мусковитах из пород Апаран-Анкаванского массива, распределяется по типам пород в следующих пределах (в % отношении): гнейсы — 11,4–12,3, лейкократовые граниты — 12,1, мусковитовые плагиограниты — 17,9–19,2, сланцы — 21,0–29,5; повышенные содержания парагонитовой составляющей отмечаются и в мусковитах из различных сланцев Северной Армении — 20,7–49,0. Из приведенных данных выявляется четкая количественная сопряженность содержаний парагонита в парах "гнейс-лейкократовый гранит" и "слюдястый сланец — плагиогранит".

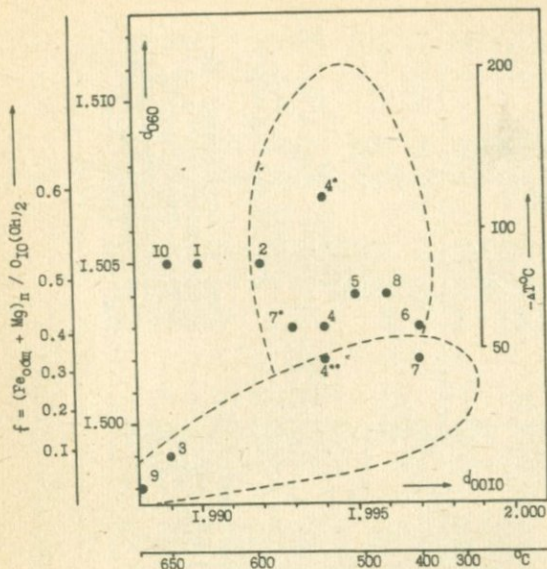


Рис. 1. Зависимость железистости мусковитов от содержания в них натрия, калия и температуры образования по данным измерения d_{060} и d_{0010} (по Н.В. Котову и др., 1969)

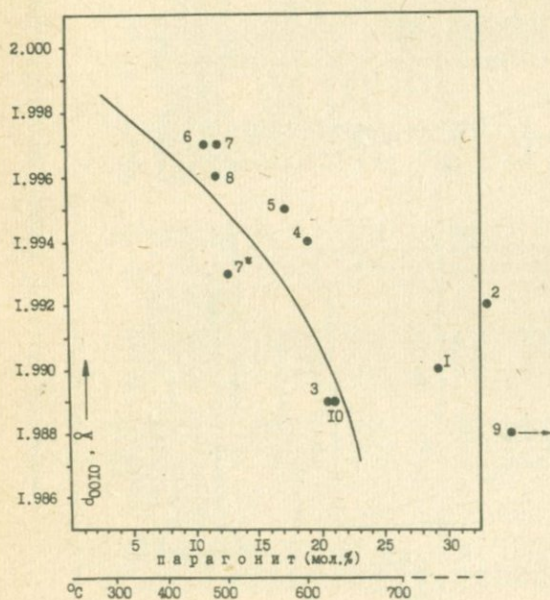


Рис. 2. Зависимость d_{0010} маложелезистых мусковитов от содержания в них парагонитовой составляющей и T^0 (по Иодеру, 1965)

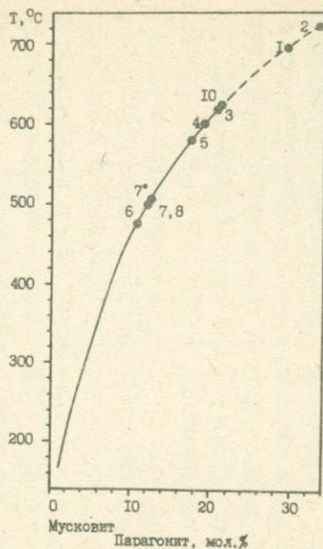


Рис. 3. Содержание парагонитовой составляющей в мусковитах из метаморфических пород различной ступени метаморфизма (Ламберт, 1959).

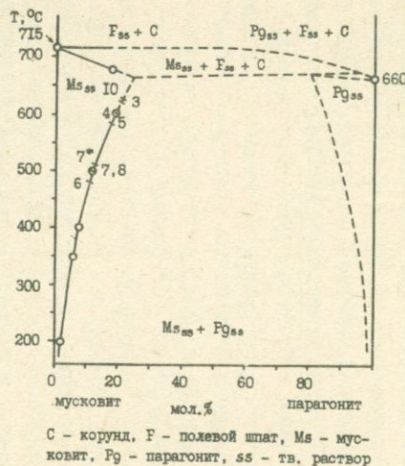


Рис. 4. Фазовая диаграмма суб-солидусной области системы мусковит-парагонит (по Эйгтеру и Иодеру, 1955)

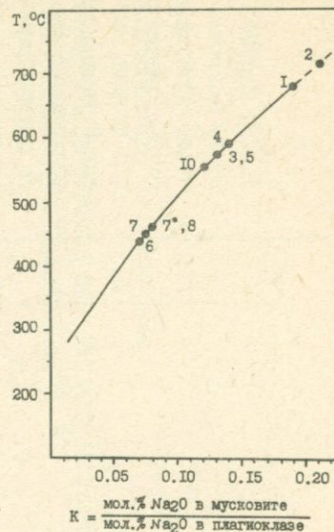


Рис. 5. Содержание Na_2O в сосуществующих мусковитах и плагиоклазах в зависимости от температуры образования (по Иодеру, 1965).

Т а б л и ц а I

Химические составы и кристаллохимические формулы минералов

	1	2	3	4	5	6	7	7*	8	9	10
SiO ₂	49,66	53,58	46,70	44,50	47,00	49,88	46,80	-	45,20	46,35	49,88
TiO ₂	0,52	н/ооб	1,62	0,04	0,17	0,35	н/ооб	-	0,37	0,38	2,60
Al ₂ O ₃	32,53	24,67	30,54	38,20	34,01	31,24	36,87	-	38,03	35,60	25,64
Fe ₂ O ₃	3,20	2,56	н/ооб	2,20	3,43	4,21	1,56	-	0,98	0,82	4,46
FeO	0,69	0,64	5,74	н/ооб	0,71	-	0,71	-	0,35	0,31	2,84
MnO	0,09	н/ооб	0,05	0,82	0,01	0,04	н/ооб	-	0,01	0,12	н/ооб
MgO	0,09	1,15	1,82	0,60	2,20	3,18	1,17	-	1,21	1,64	2,88
CaO	0,05	1,12	2,60	0,96	1,20	1,26	1,20	-	0,84	1,42	3,92
Na ₂ O	1,80	2,20	1,00	1,20	0,90	0,60	0,60	0,63	0,60	3,85	0,86
K ₂ O	6,60	6,60	5,80	7,60	6,80	7,70	7,00	6,80	7,10	6,10	5,00
P ₂ O ₅	-	-	-	0,08	0,05	0,04	0,04	-	н/ооб	-	-
H ₂ O ⁺	4,84	6,43	4,76	4,05	-	-	-	-	5,36	4,16	1,82
H ₂ O ⁻	0,02	0,43	0,12	0,06	-	0,04	-	-	0,64	0,10	0,14
П.п.п.	-	-	-	-	4,36	2,37	4,50	-	-	-	-
Сумма	100,09	99,38	100,75	100,11	100,84	100,91	100,45	-	100,69	100,85	100,04
Si	3,25	3,70	3,08	2,88	3,01	3,15	3,00	-	2,91	3,03	3,25
Al	2,51	2,01	2,37	2,92	2,56	2,33	2,78	-	2,89	2,73	1,97
Ti	0,02	-	0,06	-	0,01	0,02	-	-	0,02	0,02	0,13
Fe ³⁺	0,16	0,13	-	0,11	0,17	0,20	0,07	-	0,05	0,04	0,22
Fe ²⁺	0,04	0,04	0,29	-	0,04	-	0,04	-	0,02	0,02	0,15
Mn	0,005	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,01	0,12	0,18	0,06	0,21	0,30	0,11	-	0,11	0,16	0,28
Ca	0,005	0,08	0,18	0,07	0,08	0,08	0,08	-	0,06	0,10	0,27
Na	0,23	0,29	0,13	0,15	0,12	0,08	0,08	-	0,08	0,49	0,11
K	0,55	0,58	0,49	0,63	0,55	0,62	0,57	-	0,58	0,51	0,42
O	9,99	10,57	9,67	9,71	9,60	9,73	9,66	-	9,58	10,07	9,75
OH	2,01	1,43	2,33	2,29	2,40	2,27	2,34	-	2,42	1,93	2,25
Мусковит	70,5	66,7	79,0	80,8	82,1	88,6	87,7	-	87,9	51,0	79,3
Парагонит	29,5	33,3	21,0	19,2	17,9	11,4	12,3	-	12,1	49,0	20,7

Опись анализов: 1. Гранат-мусковитовый сланец, р-н с. Бжи, 2. Кварц-слюдистый сланец, р-н с. Бжи, 3. Кварц-мусковит-полевошпатовый сланец, ср. теч. р. Атам, 4. Плаггиогранит мусковитовый, р-н с. Анкаван, 5. Плаггиогранит мусковитовый, р-н с. Туджур, 6-7*. Гнейсовая толща, отрог к югу от с. Луцагях, 8. Лейкократовый гранит, р-н с. Сареландж, 9. Хлорит-амфибол-гранатовый сланец, р-н с. Амазия, 10. Кварц-слюдисто-глаукофановый сланец, р-н с. Пушкино.

Т а б л и ц а 2

Результаты рентгеновского анализа мусковитов

№ п/п	Наименование породы и место взятия образца	d_{0010}	d_{060}
1.	Гранат-мусковитовый сланец, р-н с.Бжни	1,990	1,505
2.	Кварц-слюдастый сланец, р-н с.Бжни	1,992	1,505
3.	Кварц-мусковит-полевошпатовый сланец, сред. теч.р. Атам	1,989	1,499
4.	Плагиогранит мусковитовый, р-н с.Ан- каван	1,994	1,503
4 ^х .	Плагиогранит мусковитовый, р-н с.Ан- каван	1,994	1,507
4 ^{хх} .	Плагиогранит мусковитовый, р-н с. Ме- ликтях	1,994	1,502
5.	Плагиогранит мусковитовый, р-н с.Ттуд- жур	1,995	1,504
6.	Гнейсовая толща, отрог к югу от с. Лусагях	1,997	1,503
7.	Гнейсовая толща, отрог к югу от с.Луса- гях	1,997	1,502
7 ^х .	Гнейсовая толща, отрог к югу от с.Луса- гях	1,993	1,503
8.	Лейкократовый гранит, р-н с.Сараландж	1,996	1,504
9.	Хлорит-амфибол-гранатовый сланец, р-н с.Амасия	1,988	1,498
10.	Кварц-слюдасто-глаукофановый сланец, р-н с.Пушкино	1,989	1,505

Примечание. Рентгенограммы сняты на дифрактометре ДРОН-2; рас-
четы Э.Х.Хуршудян (лаб.ИГН АН АрмССР) по двум сним-
кам.

Результаты рентгеновского анализа мусковитов по выявлению
зависимости их железистости от содержания в них a и K и тем-
пературы образования по данным измерения d_{060} и d_{0010} (Ко-
тов и др., 1969) приведены в табл. 2 и нанесены на диаграмму
(рис. 1). Как видно из диаграммы, железистость значительного
большинства мусковитов колеблется в пределах 0,3-0,6 и, види-
мо, этим объясняется некоторое расхождение результатов, полу-
ченных по диаграмме Х.С.Иодера (1965), отражающих зависимость

d₀₀₁₀ мало железистых мусковитов от содержания в них парагонитовой составляющей и температуры (рис. 2).

Т а б л и ц а 3
Химические составы и температуры кристаллизации
мусковитов

	Состав мусковита (вес.%)		Содержание парагонита в мусковите (в мол.%)	Температура кристаллизации, °C			
	K ₂ O	Na ₂ O		по Иодеру (1965)	по Эйгстеру и Иодеру (1955)	по Ламберту (1959)	по Котлову и др. (1969)
1.	6,60	1,80	29,3	>700	>670	690	610
2.	6,60	2,20	33,3	>700	>670	720	575
3	5,80	1,0	20,5	620	620	620	650
4	7,60	1,20	19,0	600	600	600	505
4 ^x	-	-	-	-	-	-	405
4 ^{xx}	-	-	-	-	-	-	525
5	6,80	0,90	17,3	575	580	580	485
6	7,70	0,60	10,7	450	485	480	340
7	7,00	0,60	11,9	450	500	500	400
7 ^x	6,80	0,63	12,4	460	505	510	500
8	7,10	0,60	11,8	490	500	500	430
9	6,10	3,85	48,8	>700	>670	>700	680
10	5,00	0,86	20,9	625	630	630	650

Т а б л и ц а 4
Составы сосуществующих мусковитов и плагиоклазов

№ № ц/п	Парагонит		Плагиоклаз		К	Т°
	мол.% парагонита	мол.% Na ₂ O	№ Пл.	мол.% Na ₂ O		
1	29,3	2,20	10	11,4	0,19	680
2	33,3	2,50	7	11,8	0,21	715
3	20,5	1,53	10	11,4	0,13	575
4	19,0	1,43	20	10,2	0,14	590
5	17,3	1,30	22	10,0	0,13	575
6	10,7	0,80	10	11,4	0,07	440
7	11,9	0,89	7	11,9	0,075	450
7 ^x	12,4	0,93	12	11,8	0,08	460
8	11,8	0,90	10	11,4	0,08	460
9	48,8	3,10	5	12,0	0,26	~750
10	20,9	1,57	1	12,6	0,12	555

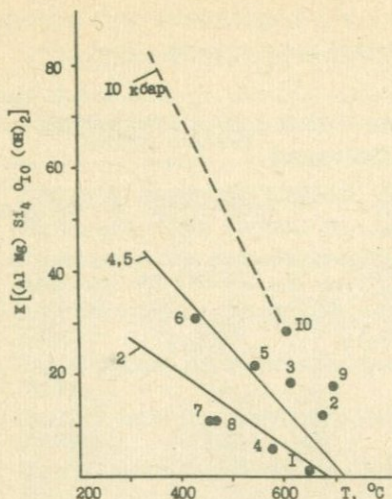


Рис. 6. Зависимость
вхождения селадонитово-
го минала от температу-
ры при различных давле-
ниях (по Гудотти и Сас-
си, 1976)

По данным химического состава мусковитов и рассчитанных содер-
жаний парагонитового компонента определены температуры кристал-
лизации мусковитов по диаграммам Ламберта (Lambert, 1959) и
Эйгстера и Иодера (Eugster, Yoder, 1955), которые имеют близкие
значения (рис. 3 и 4) и для сопоставлений с другими данными све-
дены в табл. 3.

В целях термометрии были использованы также равновесные пла-
гиоклаз-мусковитовые ассоциации (Иодер, 1965), данные по кото-
рым нанесены на диаграмму (рис. 5) и приведены в табл. 4.

Из приведенных данных (табл. 3 и 4) наблюдается довольно хо-
рошая сходимость значений температур по разным термометрам, за
исключением результатов полученных по рентгеновским исследова-
ниям, по которым, в целом, констатируются относительно низкие
температуры кристаллизации анализируемых мусковитов.

Для оценки барических условий формирования исследованных мус-
ковитов была использована зависимость вхождения селадонитового
минала от температуры при различных давлениях (Guidotti, Sassi,
1976), а результаты расчетов (по данным табл. I и 3) нанесены на
диаграмму (рис. 6). Для различных слюдястых сланцев Цахкуняцкого
кристаллического массива при температуре 650° (среднее) давление

оценивается в 4,5 кбар, соответственно для гнейсов - 450° и 2,5-3 кбар, для плагиогранитов - 565° и 3,5 кбар, для лейкократовых гранитов - 470° и 1 кбар. Полученные данные позволяют рассматривать температуры формирования метаморфических пород Апаран-Анкаванского выступа отвечающими условиям амфиболитовой фации, а плагиогранитов - условиям амфиболитовой фации и переходу к слабой мигматизации, хорошо согласуемой с существующими представлениями о фации метаморфизма нижней серии кристаллического фундамента (Агамалян, 1970).

Более высокие термобарические значения (610° и 700° , 10 кбар) получены для амфибол-гранатовых и кварц-слюдисто-глаукофановых сланцев.

ЛИТЕРАТУРА

Агамалян В.А. Геология и петрология сланцевого комплекса Арзаканского кристаллического массива (АрмССР). Автореф. канд. диссер., МГУ, 1970.

Иодер Х.С. Вопросы геологии и минералогии слюд. Изд. ИЛ, М., 1965.

Котов Н.В., Милькевич Р.И., Турченко С.И. Палеотермометрия мусковитосодержащих пород по данным рентгеновского и химического изучения мусковитов. ДАН СССР, 184, № 5, 1969.

Guidotti C.V., Sassi F.P. Muscovite as a petrogenetic Indicator Mineral in Pelitic Schists. Neues Jahrb. Miner., H.2, 127, 1976.

Bigster H.P., Yoder H.S. The joint muscovite-paragonite. Carnegie Inst. of Washington, Yearbook 54, 1955.

Lambert R. The mineralogy and metamorphism of the Moine Schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire. Trans. Roy. Soc. Edin., 63, 1959.

Х Р О Н И К А

(К выходу из печати монографии колл.авторов "Минералогия рудных формаций Армянской ССР", т.т. I и 2).

Издательством АН АрмССР опубликована монография коллектива авторов "Минералы рудных формаций Армянской ССР" в двух томах. Ответственный редактор: академик АН АрмССР И.Г.Магакьян, редактор: канд. г.-м. наук А.С.Фарамазян.

В монографии детально описаны все минералы, установленные в различных рудных формациях республики. По каждому минералу приводятся особенности физических свойств (твердость, микротвердость, оптические свойства - показатели преломления или отражения, уд. вес, термоэдс и др.), данные химических, спектральных, рентгенографических, термических и др. анализов, а также некоторые другие сведения, необходимые для диагностики минералов. Минералы охарактеризованы с точки зрения условий образования, последовательности выделения из рудных растворов или расплавов, парагенетических ассоциаций, распространенности, практической ценности, а для жильных и породообразующих минералов - их роли в процессе рудообразования. Такое описание позволяет составить целостное представление о минерале, минеральном составе руд, условиях образования, а также комплексном использовании руд.

Том I вышел в свет в 1984 г., объемом 306 с. Авторы: И.Г.Магакьян, Ш.О.Амирян, Р.Н.Зарьян, К.А.Карамян, А.И.Карапетян, В.О.Пароникян, Г.О.Пиджян, А.С.Фарамазян, Э.А.Хачатурян, Э.Х.Хуршудян, С.Б.Абовян, А.А.Коджоян, С.С.Мкртчян. В томе описаны более 100 минералов - самородные элементы, карбиды, арсениды, сульфиды и сульфосоли, теллуриды.

Том II вышел в свет в 1986 г., объемом 310 с. Авторы: И.Г.Магакьян, Б.М.Меликсетян, С.Б.Абовян, Ш.О.Амирян, Р.Н.Зарьян, К.А.Карамян, Г.Б.Межлумян, В.О.Пароникян, Г.О.Пиджян, А.С.Фарамазян, Э.А.Хачатурян, Э.Х.Хуршудян, Л.П.Яшвили. В том вошли

описание более 160 минералов и минеральных разновидностей - галогениды, окислы простые, окислы сложные и гидроокислы, вольфраматы, молибдаты, фосфаты, арсенаты, ванадаты, карбонаты, сульфаты, силикаты.

Издание рассчитано на геологов широкого профиля, минералогов, геохимиков, обогащателей, технологов-металлургов, экономистов, а также студентов геолого-географической и горной специальностей.

Выдающийся ученый, педагог и организатор науки академик И.Г.Магакьян	5
Ш.О.Амирян. Парагенетические ассоциации минералов золоторудных месторождений Армянской ССР	10
С.Б.Абовян. Ассоциации акцессорных минералов в мафит-ультрамафитовых комплексах офиолитовых поясов АрмССР	19
К.М.Мурадян. Геохимические особенности пород среднеюрских рудоносных вулканогенных комплексов Шамшадинского рудного района Армянской ССР	33
А.И.Карапетян, О.П.Гумджян, Э.М.Налбандян. Зональность и дискретность цеолитизации в полосчатых дайках колчеданных месторождений АрмССР	52
А.А.Коджоян, С.С.Мкртчян. Типоморфные особенности сфалеритов полиметаллических месторождений Армянской ССР	68
Ш.О.Амирян, А.З.Алтунян, М.С.Азизбемян. Рудные формации Туманянского и Чкнах-Базумского рудных районов и их генетические особенности	89
А.Г.Тонакян, А.И.Шмидт, А.С.Аванесян. Основы прогноза медно-молибденового оруденения в северо-западной части Севано-Амасийской зоны (Малый Кавказ	102
Р.Н.Таян. Оптические свойства и структурные взаимоотношения типоморфных минералов порфировидных гранитоидов Мегринского плутона	112
Г.А.Казарян. Расслоенные габбро офиолитовой серии юго-восточной части Севанского хребта	122
Ю.Г.Гукасян. Особенности состава сосуществующих пироксенов верхнеплиоцен-четвертичных вулканитов Арагацского комплекса	140

Б.М.Меликсетян, З.О.Чибухчян. Типоморфизм мусковитов как критерий РТ-условий метаморфизма и гранитообразования	170
Хроника. (К выходу из печати монографии коллектива авторов " Минералогия рудных формаций Армянской ССР. Т.т. I и 2)	178

**ТИПОМОРФИЗМ И ПАРАГЕНЕЗИС
МИНЕРАЛОВ АРМЯНСКОЙ ССР**

Редактор издательства А.А.Г а л о я н
Тех. редактор Р.Х. Г е в о р к я н
Корректор Л.А. Х а ч а т р я н

ИБ № 1278

Сдано в производство 23.10.1987 г.,
Подписано к печати 1.10.1987 г.
ВФ 05821. Формат 60x84 1/16.
Бумага № 2. Офсетная печать.
Печ. л. 11,37 + 1 вкл.
Усл. печ.л. 10,7. Учетно-изд.л.10,5
Тираж 400. Зак. №1519 Изд. № 7110.
Цена 1 р. 50 к.

Издательство АН АрмССР, 375019,
Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24 г.
Типография Издательства АН АрмССР,
378310, г. Эчмиадзин.

1 р. 50 коп.

